This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

HARVARD UNIVERSITY

MINERALOGICAL
LIBRARY

GEOLOGICAL MUSEUM

Gift of Prof. R.A. Daly

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

10 shillings
D-121

DIE GLETSCHER

QE
576
H53

DIE

GLETSCHER

VON

Dr. HANS HESS

KÖNIGL. GYMNASIAL-PROFESSOR IN ANSBACH

MIT 8 VOLLBILDERN, ZAHLREICHEN ABBILDUNGEN
IM TEXT UND 4 KARTEN

BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN
1904

Alle Rechte, namentlich dasjenige der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten

DEM

ZENTRAL-AUSSCHUSS

DES

DEUTSCHEN UND ÖSTERREICHISCHEN ALPENVEREINS

GEWIDMET ALS EIN ZEICHEN DER ANERKENNUNG
SEINER GROSSEN VERDIENSTE UM DIE FÖRDERUNG DER
GLETSCHERKUNDE

VOM VERFASSER

VORWORT.

Seit dem Erscheinen von A. Heims „Handbuch der Gletscherkunde“ im Jahre 1885 hat die Gletscherforschung größere Ausdehnung gewonnen und in manchen Richtungen so bedeutende Fortschritte gemacht, daß eine Zusammenfassung der alten und neuen Tatsachen zu einem einheitlichen Bilde vielfach als wünschenswert erschien. Ich habe mich deshalb gern dazu entschlossen, der von der Verlagsbuchhandlung Fr. Vieweg & Sohn an mich ergangenen Aufforderung Folge zu leisten und in einem Buche unser gegenwärtiges Wissen über die Gletscher und die wichtigsten, mit ihnen zusammenhängenden Erscheinungen zur Darstellung zu bringen.

Bei dem großen Umfange der vorhandenen einschlägigen Literatur habe ich von vornherein darauf verzichtet, alles, was bisher an verschiedenen Ansichten über das Wesen der Gletscher und ihre Wirkungen geäußert wurde, zu erwähnen. Ich habe vielmehr versucht, soweit es meine Kenntnis der älteren Schriften und zusammenfassender neuer Werke geschichtlicher Art erlaubt, in einzelnen Abschnitten des Buches die Entwickelung derjenigen Anschauung zu schildern, welche nach meiner Ansicht gegenwärtig den Vorzug vor anderen verdient und soweit es mir zugänglich wurde, das Beobachtungsmaterial zusammenzutragen, das zur Stütze dieser Anschauung geeignet erscheint. Wo die bisher bekannten Tatsachen noch nicht erlauben, die Entscheidung für eine bestimmte Ansicht zu treffen, habe ich die Unsicherheit unserer Erfahrung, wie ich glaube, genügend betont.

Das vorliegende Buch ist dementsprechend nicht eine völlig objektive Berichterstattung über den gegenwärtigen Stand aller Einzelfragen der Gletscherkunde. Trotzdem ich bestrebt war, den vielen Forschern, die sich mit dem Gletscherphänomen befaßten, den ihnen gebührenden Anteil an der Förderung unserer

Erkenntnis ohne Voreingenommenheit zuzuerkennen, trägt es einen persönlichen Charakter. Es hat denselben um so mehr, als ich mich während seiner Bearbeitung veranlaßt sah, mehrfach neue Untersuchungen anzustellen, deren Ergebnisse, wie mir scheint, geeignet sind, einzelne bisher vorhandene Lücken auszufüllen oder zur Erklärung verschiedener Erscheinungen beizutragen, über denen bisher ein geheimnisvolles Dunkel lag. Zum Teil wurden diese Ergebnisse inzwischen an anderer Stelle veröffentlicht, zum Teil aber gebe ich sie hier erst bekannt. So enthält also das Buch nicht nur eine Übersicht von bisher Bekanntem, sondern bietet auch an mehreren Stellen Neues. Ich hoffe, daß dadurch seine Verwendbarkeit nicht beeinträchtigt wurde. Möge es sich einer freundlichen Aufnahme erfreuen!

Besonderen Dank schulde ich Herrn Ingenieur J. Epper, Vorstand des eidgenössischen hydrometrischen Bureaus in Bern. Er teilte mir, sehr entgegenkommend, die Ergebnisse der Wassermessungen mit, welche an der Rhone in Gletsch und an einigen anderen schweizer Gletscherbächen angestellt wurden.

Die Herren Prof. Dr. E. Wiedemann in Erlangen und Prof. Dr. S. Finsterwalder in München hatten die große Güte, einzelne Teile des Manuskriptes (Abschnitt I und X) durchzusehen und mir wertvolle Ratschläge zu erteilen. Beiden Herren sei auch hier bestens gedankt.

Beim Lesen der Korrektur war mir in liebenswürdigster Weise Herr Realschulrektor August Zahn in Ansbach behilflich; auch ihm an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank zu erstatten, ist mir eine angenehme Pflicht.

Die Verlagsbuchhandlung hat meinen Wünschen in bezug auf Illustration des Buches bereitwilligst in jeder Richtung Rechnung getragen und insbesondere die kostspielige Reproduktion der beigegebenen Karten in drei Farben übernommen. Sie hat mich zu großem Danke verpflichtet, der hiermit gerne ausgesprochen wird.

Ansbach, im Februar 1904.

H. Heß.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

Einleitung . . . . . 1—8

Erster Abschnitt.

Physikalische Eigenschaften des Eises.

Kristallform; Formen des Vorkommens in der Natur (9—13). Tyndalls Schmelzfiguren (13). Physikalische Konstante (13—14). Plastizität (14—21). Elastizitätsmodul, Druck- und Zugfestigkeit (21—23). Verhalten des Eises unter Druck (23—25). Regelation (25—27). Pressen durch Formen. Ausflußgeschwindigkeit (27—31). Änderung der Korngröße beim Pressen (31—33) . . . . . 9—33

Zweiter Abschnitt.

Klima der Gletschergebiete.

1. Sonnenstrahlung (34—35). 2. Klima der Hochgebirge: Änderung des Luftdruckes, der Temperatur, der Feuchtigkeit und Niederschlagsmenge mit der Höhe, Schneegrenze (36—51). Klima der Schneeregion (51—52). 3. Klima der Polargegenden: Temperatur, Niederschlag, Luftdruck und Winde (52—57). Lage der Schneegrenze (57). 4. Klimaschwankungen (57—60) . . . . . 34—60

Dritter Abschnitt.

Formen der Gletscher.

1. Alpiner Gletschertypus; Inlandeis (61—67). 2. Firngrenze; Sammel- und Abschmelzgebiet. 3. Bestimmung der Schneegrenze aus Karten (67—71). 4. Schneegrenzhöhe in den Alpen (71—75). 5. Schneegrenzhöhe im Kaukasus (76—81) . . . . . 61—81

Vierter Abschnitt.

Verbreitung und Dimensionen der Gletscher.

1. Europäische Gletschergebiete: Alpen, Pyrenäen, Kaukasus, Skandinavien, Island, Jan Mayen (81—93). 2. Gletscher in Asien (93—96). 3. Gletscher in Amerika: Zentralamerika, Nordamerika, Alaska, Südamerika (96—101). 4. Gletscher in Afrika (101). 5. Gletscher auf Neuseeland (101—103). 6. Gletscher der Polargebiete (103—114): Grönlands Inlandeis (104—109), Spitzbergen, Franz-Josefs-Land, Nowaja Semlja, Arktisches Amerika, Südpolarregion, Bodeneis (109—113). Gesamtvergletscherung der Erde (114) . . 81—114

Fünfter Abschnitt.

Bewegung der Gletscher.

Seite

1. Messungsmethoden (115—117). 2. Allgemeine Messungsergebnisse (117—150). 3. Änderung der Geschwindigkeit; a) vom Rande zur Mitte (118—128); b) in der Längsrichtung, Bewegungslinien (128—140); c) mit der Neigung (140—141); d) mit der Größe des Querschnittes (141—148). 4. Vergleich zwischen der Bewegung des Gletschers und der des Wassers in Kanälen (148—150) . . . 115—150

Anhang zu Abschnitt V.

Temperatur des Gletschers . . . . . 151—154

Sechster Abschnitt.

Spalten und Struktur.

Anordnung und Entstehung der Spalten (155—161). Das Gletscherkorn (161—167). Die Schichtung (168—178) . . . . . 155—178

Siebenter Abschnitt.

Eis und Fels.

Verwitterung; Gletscherschliffe; Schlammführung des Gletscherbaches (179—185). Erosion in größerem Maße (185—190). Anordnung des Schuttes, Entstehung und Klassifikation der Moränen (190—207). Alluvionen des Gletscherbaches (207—208) . . . . . 179—208

Achter Abschnitt.

Schmelzen der Gletscher.

Strahlung, Temperatur, Verdunstung (209—213). Messungen des Ablationsbetrages. Änderung desselben. Linien gleicher Ablation (213—219). Einfluß der Schuttbedeckung; Gletschertische; Moränenrücken; Staublöcher (219—221). Oberflächenbäche. Gletschermühlen, Kanäle im Eis. Gletschertor (221—224). Abschmelzung durch Erdwärme und durch Quellen (224—226). Formen der Gletscheroberfläche (226—228). Gletscherbach, Temperatur, Wassermenge (228—240). Eisberge (240—246) . . . . . 209—246

Neunter Abschnitt.

Gletscherschwankungen.

Jahreszeitliche Schwankungen (247—253). Langperiodische Änderungen der Gletscher. Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitliche Übereinstimmung der Gletscherschwankungen mit Brückners Klimaschwankungen (253—258). Ergebnisse der Beobachtungen über die Ende des 19. Jahrhunderts vorschreitenden Alpengletscher (258—275). Schwankungen der Gletscher in außeralpinen Gebieten (275—285). Zusammenfassung (285—287). Größe der Gletscherschwankungen (287—291). Verlauf einer Schwindperiode (291—296). Verlauf des Vorstoßes (296—302). Gletscherkatastrophen (302—307) . . . . . 247—307

Zehnter Abschnitt.

Theorie der Gletscher-Bewegung.

Seite

Entwickelung der Ansichten über das Wesen der Gletscher (308—309). Dilatationstheorien; Ansichten von Scheuchzer, Charpentier, Hugi, Forel (309—311). Theorien, welche die Schwerkraft als treibendes Agens voraussetzen: Ansicht von Altmann, Gruner, Bordier, Besson, Rendu; Forbes' Theorie (311—314). Regelationstheorie: J. Thomson, Tyndall, Helmholtz (314). Präzisierung der Begriffe Zähigkeit und Plastizität. Wachstum des Gletscherkorns nach Hagenbach-Bischoff und Emden. Die Plastizität ist eine molekulare Eigenschaft (315—317). Drygalskis und Crammers Ansichten (318). Wasser im Haarspaltennetz (319—322). Stetigkeit der Bewegung (322). Zusammenfassung (323). Mathematische Theorie (323—338). Versuche von Odin und de Marchi (323—324). Finsterwalders Strömungstheorie (324—338). Anwendungen derselben (338—347). Langsam abschmelzender Gletscher (339—340). Jahreszeitliche Schwankungen (340—341). Vorschreitender Gletscher (341—345). Empfindlichkeit der Gletscher gegen Klimaänderungen (345—347). Theorie der Gletscherschwankungen (347—352). Finsterwalders mathematische Darstellung der Forel-Richterschen Theorie (349—352) . . 308—352

Elfter Abschnitt.

Die Eiszeit.

Wirkung der eiszeitlichen Gletscher der Alpen (353—377): a) Aufschüttungen im Alpenvorlande (354—360); Moränen und Schotterfelder (354); Beweise für wiederholte Vergletscherungen; vier Eiszeiten; drei Interglazialzeiten (358—359). b) Spuren der Eiszeit im Innern der Alpen (360—377); Rundformen (360—363); Kare, Richters Taltrog, Pencks Übertiefung. Vier ineinanderliegende Tröge. Der präglaziale Talboden lag höher als die obere Grenze der Gletscherschliffe (363—369). Die zentrale Ötztaler Gruppe während der vier Eiszeiten (369). Der diluviale Oglio-gletscher während der vier Eiszeiten (370—373). Die präglaziale Gebirgsoberfläche (373). Erodierte Menge; Transport derselben. Dauer der Erosionsarbeit (375—377). Klima der Eiszeiten. Klima der Interglazialzeiten und der Postglazialzeit. Dauer der Postglazialzeit und der Eiszeiten (377—384). Spuren der Eiszeit in anderen europäischen Gebieten und außerhalb Europas. Europäisches Inlandeis; Vergletscherung der Pyrenäen, der europäischen Mittelgebirge, des Kaukasus. Amerikanisches Inlandeis. Vergletscherung der äquatorialen Gebiete und auf der südlichen Halbkugel. Spuren einer permo-karbonen Eiszeit (384—398). Ursachen der Eiszeit (398—406) . . . . . 353—406

Ergänzungen und Berichtigungen 407
Verzeichnis der benutzten Literatur . . . . . 408—417
Namenregister . . . . . 418—420.
Sachregister . . . . . 421—426

Einleitung.

Gletscher sind Eismassen, welche auf geneigter Unterlage wie eine zähe Flüssigkeit unter dem Einflusse der Schwerkraft langsam abwärts strömen.

Sie bringen die Niederschlagsmengen, welche in ihrem Ausgangsgebiete aufgefangen werden und dort fast ausschließlich als Schnee fallen, in tiefere Regionen, in denen die Wärme der Umgebung und die Strahlung der Sonne ausreichen, um sie zu verflüssigen.

Die Gletscher bilden also ein wichtiges Glied in der Kette von Erscheinungen, welche als „Kreislauf des Wassers zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre" bezeichnet wird.

Ihre Existenz ist davon abhängig, daß ein größeres Landgebiet in die „Region des ewigen Schnees" aufragt; sie sind demnach ebenso sehr ein Produkt klimatischer Verhältnisse, als sie andererseits an die Erhebungen der Festländer gebunden erscheinen.

Weil das Klima an den einzelnen Punkten der Erdoberfläche Schwankungen durchmacht, so müssen die Gletscher in ihrer Ausdehnung Veränderungen unterworfen sein, welche entweder ganz oder doch annähernd den Klimaschwankungen parallel gehen.

Bestimmen neben der Menge der Niederschläge die Geländeformen Größe, Gestalt und Geschwindigkeit der Eisströme, so bewirken doch diese wieder langsame, aber stetige Veränderungen ihres Bettes. Der feste Fels verwittert unter der bewegten Eisdecke; die Verwitterungsprodukte werden mit dieser fortbewegt, bearbeiten das anstehende Gestein und treten entweder an den Rändern der Eismasse, oder mitten auf derselben zu Tage, wo sie dann, stellenweise mit dem Verwitterungsschutt der eisfreien steilen Gehänge gemischt, lange Schuttrücken, Moränen, bilden, welche in der Bewegungsrichtung des Eises verlaufen.

Eine nähere Betrachtung des Gletscherphänomens wird sich demnach auf die klimatischen Bedingungen seines Auftretens, die Änderung der klimatischen Verhältnisse mit der Höhe in den verschiedenen Zonen der Erde, auf die Verbreitung und Ausdehnung der Gletscher, auf ihre Bewegung und ihr Abschmelzen zu erstrecken haben; sie wird aber auch dazu führen müssen, die Bewegung des Eises zu „erklären", d. h.

die fremdartige Erscheinung des Fließens einer in kleinen Stücken spröden und starren Substanz auf deren physikalische Eigenschaften und allgemeiner bekannte Erfahrungen zurückzuleiten. Auch die Vorgänge, welche die Bildung der Schuttstreifen veranlassen und eine Bearbeitung des festen Gesteins durch das bewegte Eis ermöglichen, werden einer eingehenden Erörterung zu unterziehen sein, so daß die Fragen beantwortet werden können, ob und in welchem Maße die Gletscher an der Modellierung der Erdoberfläche tätig sind oder waren.

Geschichtliches. Die Gesamtheit der Erfahrungen, auf welche sich unsere späteren Ausführungen stützen, stammt eigentlich aus den letzten zwei Jahrhunderten. Haben auch einzelne Schriftsteller früherer Zeit gelegentliche Bemerkungen über Gletscher gemacht, so kamen sie doch kaum über die Registrierung einer recht unklaren Volksmeinung hinaus und haben vor allem nicht die eigene Beobachtung zur Grundlage ihrer Berichte gemacht.

Sebastian Münster scheint in seiner „Cosmographia" (1544) zum ersten Male eine Beschreibung der Gletscher geboten zu haben. Danach sind die Gletscher „gleichförmig in der Reinigkeit den lauteren Crystallen", werden auf den Schneebergen gefunden, sind also „nit Schnee noch Eyß in seiner Natur eigentlich, vielmehr ein verhertet Eyß", das auf der Höhe der Berge nicht mehr schmilzt, sondern zwei- bis dreitausend Jahre da liegt und fast zu Stein wurde. „Ist auch sein eigenschaft, daß er sich selber purgirt", daß in ihm keine Fremdkörper bleiben, „bis er rein wirt wie ein cristal". Hervorgehoben werden die unergründlichen Tiefen, die der Gletscher vielerorts hat, die Spalten, die er häufig zeigt und sogar den Jäger zur Vorsicht zwingen, wenn er die mit Schnee überdeckten Schründe passiert. Das Landvolk braucht den Gletscher in tödlichen Krankheiten für Arznei, die Jäger bewahren ihre Beute im Eise auf und benutzen es auch zum Kühlen des Weines.

Dieser Bericht geht mit geringen Änderungen in Joh. Stumpffs „Chronik der Eidgenossenschaft Stetten" über und auch Josias Simler, der als Begründer der wissenschaftlichen Alpenkunde angesehen wird, berichtet 1574, daß der Bergkristall aus dem Gletschereis entsteht und daß der Gletscher sich von Stein und Grus selbst reinigt. Doch unterscheidet er bereits den „Firn", der „noch nicht die Eigenart des Schnees abgelegt hat", vom Gletscher.

Erst J. J. Scheuchzer (1707) zerstört den Volksglauben an die Entstehung des Bergkristalles aus dem Gletscher und erkennt auch die Ansicht über die Selbstreinigung des letzteren nicht an. Er erklärt das Ausstoßen von Fremdkörpern aus dem Eise durch „Gefrieren und Ausdehnung des Wassers" in den Spalten, worauf er auch die Bewegung des Gletschers zurückführt. Ihm sind offenbar nicht nur die außergewöhnlichen Bewegungen in Vorrückungsperioden bekannt, sondern

auch das beständige Abwärtsschieben der Eismassen. Scheuchzer kennt auch die Schichtung und beobachtet die Schuttführung und nur die Felsschliffe sind ihm von allen wesentlichen Erscheinungen am Gletscher entgangen. Er, der auf eigene Beobachtungen sich stützt, kann wohl als eigentlicher Begründer der wissenschaftlichen Erforschung der Gletscher angesehen werden.

Wenn nun auch Einzelheiten über Gletscher von verschiedenen Autoren gesammelt worden sind, so ergeben dieselben doch zumeist keinen besonderen Fortschritt in der Erkenntnis des Phänomens. Erst mit dem Auftreten A. C. Bordiers (1773) kann wieder von einem solchen gesprochen werden. Dieser Forscher ist nicht nur der Erste, der den Gletscher als „plastische Masse" bezeichnet, sondern er erkennt auch den Wert einer ständigen Beaufsichtigung der Gletscher, für die er die wichtigsten Gründe, die auch heute noch angegeben werden, anführt. Einen der wichtigsten Fortschritte verdanken wir Besson, der, wie A. v. Böhm in seiner „Geschichte der Moränenkunde" berichtet, wohl der Erste war, welcher (1770) Messungen über die Bewegung des Eises bei Chamonix veranstaltete, indem er Tannen in Spalten einzwängte und deren Verschiebung während eines Jahres zu 14 Fuß bestimmte. Er gibt eingehende Beschreibungen der Ufer- und Seitenmoränen und berichtet von verschiedenen Stirnmoränen des Rhonegletschers in einer Weise, die uns erkennen läßt, daß ihm die Schwankungen der Gletscher besonderes Interesse abgewonnen haben.

Horaçe Bénedikt de Saussure, der hervorragendste Naturforscher, der Ende des 18. Jahrhunderts in der Schweiz lebte, hat den Erscheinungen der Gletscherwelt besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Sein Werk: Voyages dans les Alpes (ersch. 1779 bis 1796 in 4 Bänden) beschäftigt sich hauptsächlich im I. und II. Bande mit den Gletschern, über welche er seine erste Beobachtung 1760 im Chamonix machte. Er klassifiziert in Gletscher I. Ordnung und sekundäre Gletscher, er unterscheidet verschiedene Moränen, führt deren Entstehung zum Teil auf die Bewegung des Eises zurück und erklärt diese letztere als Folge des Druckes der oben liegenden Eismassen; er beachtet auch die kleineren Schwankungen der Gletscher und die durch vorschreitende Gletscher veranlaßten Verwüstungen des Kulturlandes, wie dies Bordier u. a. schon vor ihm bemerkten. Die alten Gletscherschliffe aber und die aus denselben zu schließende weit größere frühere Ausdehnung der Gletscher über ihren damaligen Stand hinaus sind ihm entgangen. Hier hatte B. F. Kuhn (1786) den weiteren Blick; er gab in seinem „Versuch eines Mechanismus des Gletschers" nicht allein ziemlich richtige Erklärungen über die Entstehung der Mittelmoränen, sondern beobachtete auch die Gletscherschliffe und die alten Moränen. Die Bewegung des Eises hält er im Gegensatz zu Saussure nicht für eine kontinuierliche, sondern für eine stoßweise. Seine Ansichten über die ehemalige Ausdehnung der Gletscher fanden keine Beachtung. Es erging ihm wie dem

Engländer John Playfair, der 1802 die erratischen Blöcke des Jura als auf ehemaligen ungeheuren Gletschern transportiert ansprach. Dieser scheint wohl der Erste gewesen zu sein, der eingehender seine Anschauungen über ausgedehnte Gletscher der Vorzeit ausdrückte. Wenn auch neuerdings der Walliser Bauer und Gemsjäger Jean Pierre Perraudin als der Urheber der „Eiszeittheorie" bezeichnet wird, weil er bereits 1815 J. de Charpentier von seinen Beobachtungen über Gletscherschliffe, die durch ehemalige Gletscher in jetzt eisfreiem Gelände erzeugt wurden, erzählte, so ist es bisher doch nicht gelungen, Playfair die Priorität des Gedankens wirklich streitig zu machen. Denn auch die Nachricht, daß der Führer Marie Deville aus Chamonix die erratischen Blöcke und die geschliffenen Felsen außerhalb des eigentlichen Gletscherbereiches der Tätigkeit ausgedehnter Gletscher der Vorzeit zuschreibt, ist erst vom Jahre 1815.

Im Jahre 1822 las J. Venetz seine preisgekrönte Schrift „Memoire sur les variations de la temperature dans les Alpes de la Suisse" vor der Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft zu Bern, in welcher er die Lehre von einer vorzeitlichen ausgedehnten Gletscherentwickelung für das Wallis begründete. J. de Charpentier nahm die Theorie auf und entwickelte sie weiter. Je mehr man aber die Spuren der alten Gletscher verfolgte und ihre Ablagerungen studierte, um so mehr trat die Unzulänglichkeit der Kenntnisse zu Tage, die man von den „Resten jener gewaltigen Vereisung", von den heutigen Gletschern, besaß, so daß allerorts sich die Notwendigkeit aufdrängte, dem Studium derselben erneute Aufmerksamkeit zuzuwenden. Jetzt (1830 bis 1856) begannen Hugi, Agassiz, Forbes und Tyndall ihre Tätigkeit, die in erster Linie der eingehenden Beobachtung der Eisbewegung gewidmet war. Es war ein großartiger Aufschwung, der sich nun in der Gletscherkunde vollzog; vor allem sind es die Messungen von Louis Agassiz, welche neben denen von J. D. Forbes und John Tyndall Beobachtungsmaterial von hervorragendem und dauerndem Werte lieferten. Agassiz insbesondere stellte in seinem „Système glaciaire" ein Monumentalwerk der Gletscherkunde her, das sich ebenso sehr durch die vorzügliche Karte des Unteraargletschers, als durch die riesige Summe der in ihm enthaltenen Beobachtungsergebnisse auszeichnet. Die Gesamtheit aller den Gletscher betreffenden Fragen wird mit einer Gründlichkeit und Klarheit behandelt, daß kaum eine der späteren Untersuchungen über den Gegenstand eine Seite berührt, die Agassiz entgangen wäre. Haben sich auch durch die Bereicherung, welche unsere Erfahrungen über die physikalischen Eigenschaften des Eises gewonnen haben, seit Agassiz viele Erklärungen, die er gab, wesentlich geändert, so kann man sich trotz unleugbarer Fortschritte doch kaum des Gedankens erwehren, daß in neueren Arbeiten über Gletscher vielfach „alter Wein in neuen Schläuchen" vorgesetzt wird.

Leider hörten mit Agassiz' Wirksamkeit die von ihm und seinen

Genossen sechs Jahre hindurch (1841 bis 1846) fortgeführten Messungen am Unteraargletscher auf und so blieb die Lösung einer ganzen Reihe von Fragen, für deren Beantwortung der geistvolle Forscher vorgesorgt hatte, ausstehen. In den Ostalpen hat etwas später (1846 bis 1847) die Gletscherforschung durch die Brüder H. und A. Schlagintweit ihre ersten Förderungen aufzuweisen. Wenn auch begeisterte Naturfreunde, wie Thurwieser u. a., gelegentliche Bemerkungen über Gletscher gemacht haben, so verdankt ihnen unsere Kenntnis über das Wesen derselben doch fast nichts. Die Schlagintweit besuchten das Ötztal und das Glocknergebiet und stellten über die Gletscher eine Reihe von Beobachtungen an, deren Ergebnisse allerdings vielfach von zweifelhaftem Werte sind. K. Sonklar v. Innstättens Arbeiten brachten viele Einzelheiten über die Tiroler Gletscher zu Tage; aber er beschränkt sich doch in der Hauptsache auf Beschreibung größerer Gebiete und auffälliger Erscheinungen, wie der großen Schwankungen des Vernagt, ohne im wesentlichen neue Bahnen für die Gletscherforschung zu eröffnen. Auch F. Simonys Untersuchungen am Karlseisfeld bewegen sich vollständig in dem von Agassiz gezeichneten Ideenkreise.

Tyndalls Arbeiten bestätigten in erster Linie die Ergebnisse der Messungen von Agassiz und Forbes, er wandte sich aber späterhin mehr dem Studium der physikalischen Eigenschaften des Eises zu, um aus der Erkenntnis derselben die von Forbes mit dem Strömen einer Flüssigkeit verglichene Eisbewegung erklären zu können. Ihm kamen die Arbeiten von J. Thomson und H. v. Helmholtz zu Hilfe, welche unter Beiziehung der von Faraday entdeckten Regelation eine Erklärung für die Gletscherbewegung gaben.

Aber all die unternommenen Versuche, eine einwandfreie „Gletschertheorie" zu konstruieren, konnten und können so lange nicht zu dem gewünschten Resultate führen, als es an systematischen Beobachtungen des ganzen Phänomens mangelt. So stellte sich allmählich das Bedürfnis heraus, wenigstens einen Gletscher ganz genau zu vermessen, seine Bewegung an möglichst vielen Punkten gleichzeitig zu studieren und die Formen der Oberfläche in aufeinander folgenden Zeiträumen kartographisch festzulegen. Dieser Gesichtspunkt wurde von der Schweizer Gletscherkommission besonders betont und auf ihre Tätigkeit hin wurden die nötigen Mittel beschafft, welche die Kosten für ein genaues Studium des Rhonegletschers decken sollten. Seit 1874 werden an diesem Gletscher ausgedehnte Vermessungsarbeiten alljährlich wiederholt, werden Geschwindigkeiten in verschiedenen Profilen des Eisstromes gemessen, der Betrag der jährlichen Abschmelzung ermittelt, in letzter Zeit auch Niederschlagsmengen bestimmt, kurz es wird all das Material zusammengetragen, das zur Beurteilung der Existenzbedingungen dieses Gletschers von Wichtigkeit ist.

Den äußeren Anlaß zu diesen eingehenden Studien am Rhonegletscher bildete in erster Linie der in den ganzen Alpen seit Mitte

der fünfziger Jahre eingetretene Rückgang der Gletscher, der anfangs des achten Jahrzehntes schon so bedeutend war, daß nach den Überlieferungen bald wieder eine Periode des Vorschreitens erwartet wurde. Das Interesse, die Ursache der Gletscherschwankungen zu erklären, ist dadurch ein regeres geworden und hat den Gletscherforschern vor allem den ideenreichen F. A. Forel zugeführt, der in hohem Maße befruchtend auf die Entwickelung der Gletscherkunde wirkte und dem wir vor allem eine Theorie der Gletscherschwankungen verdanken. E. Richter, der im Anschlusse an Forels Darstellung die Erklärung der Gletschervorstöße vervollständigte, ist es gelungen, durch seine Wirksamkeit im Deutschen und Österreichischen Alpenverein und durch das Beispiel, das er durch seine Vermessung des Karlingergletschers und des Obersalzbachkeeses gab, das Interesse für die Gletscher der Ostalpen neu zu beleben. Seinen Anregungen und den weitgehenden Unterstützungen, die der Deutsche und Österreichische Alpenverein mit seinen reichen Mitteln der Gletscherforschung zuführte, sind eine Reihe von Vermessungsarbeiten in den Tiroler Alpen entsprungen, deren nächster Zweck war, neben der kartographischen Darstellung von Gletscherzungen und der ihnen vorgelagerten Moränengebiete den Betrag des Rückganges festzustellen und das Material vorzubereiten, das für das Studium späterer Vorstöße die Grundlage geben soll. Von mehreren der vermessenen Gletscher liegen Nachmessungen vor; doch konnten nur am Gliederferner und insbesondere am Vernagtferner Vorstöße messend verfolgt werden, während bei allen anderen genauer beobachteten Gletschern die Periode der Abnahme noch länger andauert. Mit der Vernagtferner- und der Hintereisferner-Vermessung sind in den Ostalpen Unternehmungen durchgeführt, welche der Rhonegletschervermessung ungefähr parallel gehen. Man wird also künftig an mindestens drei Alpengletschern, wenn die Beobachtungen genügend lange fortgesetzt werden können, Material sammeln, das zur Lösung einer Reihe von bisher noch offenen Fragen der Klimatologie einerseits und des Mechanismus der Eisbewegung andererseits geeignet erscheint.

Einen besonderen Erfolg haben die in den Ostalpen betriebenen Gletscherstudien bereits gezeitigt, nämlich die von S. Finsterwalder aufgestellte Theorie der Gletscherbewegung, welche die geometrischen Grundlagen für eine Erklärung der Strömung des Eises gibt und die Entstehung der Moränen in durchsichtiger Weise klarlegt.

Die Gletscher auf Island wurden schon im Laufe des 17. Jahrhunderts Gegenstand näherer Untersuchung. Aus dem Jahre 1695 stammt ein Bericht von Thorkell Vidalik, welcher die Bewegung des Gletschereises auf das Gefrieren des in die Spalten eindringenden Schmelzwassers zurückführt und bereits die Schwankungen im Stande der Gletscherenden kennt. Um die Mitte des 18. Jahrhunderts fanden die Durchquerungen der isländischen Gletschergebiete von Olafsson und Palsson statt.

Die skandinavischen Gletscher, deren Ausdehnung eine wesentlich größere als die der Alpengletscher ist, wurden, soweit bisher bekannt, vor dem Ende des 18. Jahrhunderts nicht von wissenschaftlich interessierten Männern besucht. Als ältestes Dokument bezeichnet Charles Rabot ein im Amte Bergen aufgefundenes Protokoll, das 1742 aufgenommen wurde, um die Bitte der Einwohner von Krondal, von öffentlichen Abgaben befreit zu werden, auf ihre Berechtigung zu prüfen. Diese Bitte wurde damit begründet, daß die drei Gletscher in Krondal gelegentlich eines Vorstoßes, den sie um 1732 ausführten, arge Verwüstungen des Tales verursacht haben.

Mit Beginn des 19. Jahrhunderts erschienen die ersten Berichte über die Reisen, welche L. v. Buch und E. Wahlenberg in Norwegen und Lappland unternommen hatten. Doch standen beide Forscher mit ihren Anschauungen über die Verhältnisse der Gletscher vollständig auf dem Standpunkt, der von den Schweizern vorher markiert wurde. Erst C. Smith, der 1812 die Gletscher Norwegens bereiste, gewann eine eigene Meinung, derzufolge der Gletscher eine zähflüssige Substanz ist, deren Verhalten durch das Wiederzusammenfrieren der bei der Bewegung entstehenden Spalten und Risse zu erklären sei. Er war mit dieser Erklärung wohl ziemlich nahe an dem, was Tyndall und Forbes 40 Jahre später zur Erklärung der Gletscherbewegung ausführten. Smith richtete sein Hauptaugenmerk auf die auffallendste Erscheinung im Leben der Gletscher, auf die Veränderungen in der Länge, die Schwankungen. In gleicher Richtung war G. Bohr tätig, der 1820 die Gletscher von Iustedal studierte und zur Aufklärung über die Gletscherschwankungen eingehende Kenntnisse über die Klimatologie und die Gletscherschwankungen selbst wünschte — Forderungen, die erst seit kurzer Zeit durch die ausgebreitete Tätigkeit der „internationalen Gletscherkommission“ auf Erfüllung hoffen dürfen.

Eingehendere Untersuchungen an Gletschern von Schweden und Norwegen wurden erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts durch P. Øyen und F. Svenonius eröffnet, und werden gegenwärtig vor allem mit Rücksicht auf die Klimaschwankungen weiter geführt.

Mitte des 19. Jahrhunderts begannen auch die genaueren Beobachtungen an den Gletschern der Randzone Grönlands, sowie an einzelnen Ausläufern des größten Gletschers der Erde, des grönländischen Inlandeises. Leider handelt es sich dabei aber immer noch um einzelne, nicht zusammenhängende Beobachtungen, die teilweise auch durch recht lange Zeiträume getrennt sind.

Systematische Beobachtungen, die sich auf eine größere Reihe von Jahren erstrecken, fehlen aus allen anderen Gletschergebieten. Es haben zwar die Entdeckungen in Alaska und in Zentralasien, die vielfachen Reisen im Kaukasus und Neuseeland, sowie die Bergbesteigungen, welche in neuerer Zeit in äquatorialen Gegenden ausgeführt werden konnten, eine weitgehende Vermehrung unserer Kenntnisse über die Ausbreitung

des Gletscherphänomens gebracht. Von einigen Gletschern in Alaska liegen auch Karten in größerem Maßstabe vor, aus denen Einzelheiten über den Aufbau derselben zu entnehmen sind. Jedoch erst in jüngster Zeit, seitdem es durch die Bemühungen von F. A. Forel, Ed. Richter und Marshall Hall gelang, Geographen und Geologen aller Länder für das nähere Studium der Gletscher zu interessieren, werden auch außerhalb der europäischen Gletschergebiete Untersuchungen durchgeführt, welche nicht nur über die Schwankungen in der Größe der Eisströme, sondern auch über andere Besonderheiten der Gletscher und ihrer Umgebung gute Auskunft versprechen.

Erster Abschnitt.

Physikalische Eigenschaften des Eises.

Kristallform; Formen des Vorkommens in der Natur. Tyndalls Schmelzfiguren. Physikalische Konstante. Plastizität. Elastizitätsmodul, Druck- und Zugfestigkeit. Verhalten des Eises unter Druck. Regelation. Pressen durch Formen. Ausflußgeschwindigkeit. Änderung der Korngröße beim Pressen.

Eis ist festes Wasser, das unter normalen Druckverhältnissen bei Temperaturen unter 0^0 C besteht.

Es gehört zu den hexagonal kristallisierenden Körpern. Die Eiskristalle sind demnach optisch zweiachsig und zeigen im Polarisationsapparat die entsprechenden Bilder.

Die optischen Konstanten des Eises wurden mehrfach bestimmt. Nach Pulfrich ist der Brechungsexponent des ordentlich gebrochenen Strahles $\omega = 1{,}30911$, der des außerordentlichen Strahles $\varepsilon = 1{,}31041$ für Natriumlicht.

In der Natur findet sich das Eis in verschiedenen Formen, von denen die hauptsächlichsten im folgenden angeführt werden sollen.

Schneekristalle. Daß das Eis zu den hexagonal kristallisierten Körpern gehört, kann aus den Formen der Schneekristalle abgeleitet werden. Wiewohl diese in der atmosphärischen Luft sich bildenden Kriställchen die verschiedenartigsten Gestalten aufweisen, zeigen ihre zierlichen Figuren doch immer die Grundform des sechsstrahligen Sternes, der, fast nie vollkommen regelmäßig ausgebildet, mit allerlei, auch wieder in Sechseckformen anlagernden Nebenzweigen verziert, darauf hinweist, daß die Kristallmoleküle an die Kanten einer zuerst gebildeten sechseckigen Scheibe sich ansetzen. Fig. 1 (a. f. S.) zeigt einige Schneekristalle, wie sie häufig beobachtet werden. Prachtvolle photographische Abbildungen sehr regelmäßiger Schneekristalle gab auch A. A. Sigson in der meteorologischen Zeitschrift von 1894.

Die Bildung dieser Körperchen erfolgt, wie G. Hellmann in seiner Monographie der Schneekristalle sagt, durch unmittelbaren Übergang aus dem gasförmigen Zustande des atmosphärischen Wasserdampfes in den festen Zustand, also durch Sublimation. Es ist also ein sehr rasch wirkender Kristallisationsprozeß, dem die Schneekristalle

entstammen. Entstehen sie bei niedrigen Temperaturen, so haben sie vorherrschend Plättchenform und zeigen mehr Regelmäßigkeit in ihrer Ausbildung; findet ihre Entstehung nur wenige Grade unter Null statt, so ist der sechsstrahlige Stern mit seinen Verzweigungen vorherrschend, besonders dann, wenn der Fall durch eine größere Höhe in ziemlich feuchter Luft stattfindet. Die kleinen Plättchen wachsen dann nach verschiedenen Seiten hin.

Fig. 1.

Schneekristalle. — 6°.
(12fache Vergr.)
Nach R. Neuhauß.

Ist die Luft sehr feucht und nahe an 0° C, so fällt der Schnee in dichten Flocken; mehrere Einzelkristalle vereinigen sich, ohne irgend eine Regelmäßigkeit in der Gruppierung zu zeigen. Der ganze Vorgang gleicht dem Ausscheiden von Salzkristallen aus einer Lösung, in welcher an der Oberfläche die ersten Individuen sich bilden, als schwerere Körper sinken und gleichzeitig durch Verbindung mit anderen Kristallen in der Lösung wachsen, bis sie als Flocken am Boden des Gefäßes anlangen.

Die Bildung großer Schneeflocken, die bis zu 3,5 cm Durchmesser und 1,4 g Gewicht erhalten können, erfolgt nur bei Temperaturen, die nahe an 0°C liegen. Bei niedrigeren Wärmegraden fallen die ganz aus Eis bestehenden kleinen, dünnen, sechsstrahligen Plättchen, von denen häufig mehrere sich zu einem Schneekörnchen vereinigen, dem die Kristallform nicht mehr unmittelbar zu entnehmen ist. Dieser Körnerschnee, der vollkommen trocken, also frei von flüssigen Bestandteilen ist, macht den Hauptanteil des als Hochschnee bezeichneten Niederschlages aus, der in den obersten Regionen der Hochgebirge fällt.

Die anderen Formen der festen atmosphärischen Niederschläge, Graupeln und Hagel, lassen sich nicht immer scharf gegen den Begriff „Schnee" abgrenzen. Die Graupelkörner bestehen häufig aus einem Eiskern, der die Kristallform noch erkennen läßt, um welchen sich ein reifartiger Niederschlag gebildet hat. Andererseits zeigen sie schalige Struktur, so daß anzunehmen ist, es habe der aus unterkühltem Wasser momentan entstandene Eiskern beim Passieren verschieden temperierter und verschieden feuchter Luftschichten Veränderungen durch Schmelzen und neues Ankristallisieren erfahren.

Wassereis. Ist das Wasser ruhend, während es einem Abkühlungsprozeß von hinreichender Intensität unterzogen wird, so entstehen an der Oberfläche kleine Eisplättchen, welche sich zunächst zu Nadeln und später zu einer zusammenhängenden Eisdecke vereinigen. Bei fortschreitender Abkühlung wächst die Kruste nach unten und erhält vielleicht auch Zuwachs durch kleine Kristallplättchen, die an Luftblasen oder an festen Körpern im Wasser sich bildeten und langsam an die Oberfläche treiben. Dort lagern sie sich an die vorhandene Eisdecke an.

Aus dem Verhalten gegen Lichtstrahlen fand zuerst Brewster, daß das Wassereis zu den optisch einachsigen Kristallen gehört; wenn es in ruhendem Wasser entstand, ist die optische Achse senkrecht zur Oberfläche, also zur Abkühlungsfläche.

Durch langsam wirkende, längere Zeit andauernde Gefrierprozesse können in großen Wasserbecken sehr homogene Eisdecken sich bilden, bei denen eine Unterscheidung in einzelne große Kristalle, die parallel aneinandergestellt sind, oft schwer wird. Beim Schmelzen solcher Eisstücke ist jedoch ein Zerfall in stengelige Stücke, deren Längsachse senkrecht zur Gefrierfläche steht, zu beobachten. Entsteht Eis in Gefäßen aus guten Wärmeleitern, so wird nicht nur die Oberfläche, sondern auch die Gefäßwand zur Abkühlungsfläche. Es bilden sich auch wieder Eiskristalle aus, deren Hauptachse auf der Abkühlungsfläche senkrecht ist, also in der Richtung des Wärmestromes liegt; aber der entstandene Eisblock stellt ein Konglomerat einzelner, nur bis zu einem gewissen Grade regelmäßig aneinander liegender Eiskristalle dar. Man hat Körnereis mit zum Teil gesetzmäßig angeordneten Körnern. Ist aber während des Gefrierprozesses der Wärmestrom unregelmäßig,

sei es infolge von Bewegungen des Wassers durch Konvektion, oder durch Fließen, sei es aus anderer Ursache, so entsteht Körnereis mit wirr durcheinander liegenden Kristallachsen, wie beim Grundeis der Flüsse oder bei Eis, das während eines Schneefalles an die ins Wasser fallenden Schneekristalle anwächst.

Die bedeutendsten Wassereisbildungen finden in der Nähe der Erdpole statt, wo die alljährlich neu gebildeten Eisdecken eine Dicke von 2 bis 8 m erreichen. Die homogene Bildung, welche dieses Packeis besitzt, läßt es von dem geschichteten, ungleichartig aufgebauten Material der mit grotesken Formen treibenden Eisberge unterscheiden.

Tropfeis. Bei Eiszapfen, wie sie sich an Dachtraufen usw. bilden, kann sehr häufig die Lage der optischen Achse gegen die Abkühlungsfläche recht sicher festgestellt werden. Verdankt ein solcher Stalaktit seine Existenz einem sehr langsamen Gefrierprozeß, so besteht er aus einem Kristall, dessen Längsrichtung vertikal ist, bei dem aber die optische Hauptachse horizontal und senkrecht zur Dachkante steht. Wird der Gefrierprozeß unterbrochen (etwa wegen Mangels an Schmelzwasser während der Nacht) und beginnt er späterhin von neuem, so erscheint jetzt die Oberfläche des Urkristalles als Abkühlungsfläche und die neu ansetzende Eiskruste besteht aus Körnern, deren optische Achsen allerorts senkrecht auf der Oberfläche des großen Kristalles stehen; sie haben also eine radiale Anordnung und sind an den Seiten des Eiszapfens horizontal, während am unteren Ende ihre Neigung bis zur Vertikalen zunimmt.

Höhleneis. Ähnliche Anordnung der Kristallachsen findet sich bei den Stalaktiten der Eishöhlen, während bei den dort auftretenden Stalagmiten die untersten, am Boden der Höhle aufsitzenden Eislagen vertikale, die darüber befindlichen, welche die Form kugeliger Schalen annehmen, ebenfalls radial verlaufende Achsen aufweisen.

Rauhfrost. Wird luftfreies Wasser langsam abgekühlt, so behält es unter Umständen bis zu -13^{0} seinen flüssigen Zustand. Bei weiterer Abkühlung aber oder infolge von Erschütterungen der in einem „labilen" Gleichgewichtszustande befindlichen Wassermenge erfolgt sehr rasch der Übergang zum festen Körper und es zeigt sich dann eine Erscheinung, die der bei Bildung der Schneekristalle zu vergleichen ist. Das entstandene Eis weist meistens regelmäßig ausgebildete sechsseitige Säulen oder Plättchen als Kristallform auf. Besonders schön treten diese Gebilde auf bei Rauhfrost, wenn Wasser mit Sand oder Staub auf wasserundurchlässiger Grundlage einen mehr oder minder dicken Schlamm bildet und auf die beschriebene Weise zum Erstarren kommt. Die sechsseitigen Säulen stehen dann, wie die Zigarren im Bunde, aneinander gelehnt, mit der Hauptachse vertikal und jede dient als Träger eines Sandkornes, oder das ganze Bündel trägt oben eine schwache Schuttdecke, durch deren Last die Kristalle auch während ihrer Bildung gekrümmt worden sein können.

Zu Seite 13.

Fig. 2.

Tyndalls Schmelzfiguren.

Nach einer Photographie von E. Hagenbach-Bischoff.

Die Rauhfrosterscheinung ist eine der wenigen Eisbildungen, bei denen die Kristallform mit unbewaffnetem Auge erkennbar ist.

Zu den hier angeführten Formen, in denen das Eis in der Natur vorkommt, gesellt sich noch die der Masse nach bedeutendste, die des Gletschereises, in welchem sich die Spuren vieler der genannten Eisarten wiederfinden. Es besteht aus Körnern verschiedener Größe, von denen jedes ein selbständiger Kristall ist. Früher hielt man die Kornstruktur für eine dem Gletschereis allein eigentümliche Erscheinung; die obigen Ausführungen zeigen, daß dies nicht zutrifft. Weiteres hierüber im Abschnitt: Struktur der Gletscher.

Tyndallsche Schmelzfiguren. Läßt man einen Kegel von Sonnenstrahlen auf Eis fallen, so erscheinen sechseckige Figuren, Blumen nennt sie Tyndall, deren Ebenen senkrecht zur optischen Achse, also zur Gefrierfläche parallel liegen. Das Entstehen der Schmelzfiguren ist von einem deutlichen Klirren begleitet, das Tyndall dadurch erklärt, daß das Schmelzwasser der Blumen, bevor es zu einem Tropfen vereinigt wird, von den Wänden der Eiszelle festgehalten wird, plötzlich aber von diesen sich losreißt, ein Vakuum entstehen läßt und dabei das Klirren verursacht.

Diese Schmelzfiguren treten mit großer Regelmäßigkeit auf und bieten dadurch ein Mittel, die Richtung der optischen Achse des Eiskristalles zu erkennen. Auch die Lagen der Nebenachsen können durch sie bestimmt werden, denn die Strahlen der sechseckigen Sternchen erscheinen nach diesen orientiert, wie E. Hagenbach-Bischoff gezeigt hat. Die Mineralogen nennen diese Figuren „negative Kristalle", wie sie würfelförmig beim Steinsalz, hexagonal beim Quarz und bei einer Reihe anderer Kristalle von deren Form beobachtet werden. Danach wären sie als „Poren" in der Kristallmasse aufzufassen, welche bei der Bildung des Kristalles nicht von der Kristallsubstanz ausgefüllt wurden.

Konstante des Eises. Genaue Bestimmungen des spezifischen Gewichtes des Eises verdanken wir Bunsen, der auf die Eigenschaft des Eises, beim Schmelzen sein Volumen um etwa ein Elftel zu verringern, die Konstruktion seines berühmten Eiskalorimeters gründete. Er fand für Eis, das aus vollkommen luftfreiem, mehrfach ausgekochtem destilliertem Wasser entstand, das spezifische Gewicht zu 0,91674. In neuerer Zeit wurden Messungen von Nichols vorgenommen, der die Dichte von Flußeis, das ein Jahr aufbewahrt worden war, um zwei Tausendstel kleiner fand, als die des frisch gebrochenen Eises. Danach müßte man annehmen, daß durch die Lockerung des Zusammenhanges der einzelnen Eiskristalle, die während der Lagerung eingetreten zu sein scheint, eine Volumzunahme der Versuchsstücke um zwei Tausendstel stattfand. Bei Wiederholung der Versuche durch Barnes konnte jedoch ein Unterschied von solcher Größe in der Dichte von Eisstücken, die ein oder zwei Jahre Altersdifferenz hatten, nicht festgestellt werden; er fand im März 1901

für Eis von 1899 durchschnittlich 0,91649
„ „ „ 1900 „ „ 0,91660
„ „ „ 1901 „ „ 0,91674.

Das würde, da der mittlere Messungsfehler nur 0,00007 ausmacht, doch auch auf eine Volumzunahme wegen der Lockerung des Kristallgefüges schließen lassen.

Der Ausdehnungskoeffizient des Eises wurde zwischen

-20^0 und -1^0 zu 0,0001125 (Brunner)
-12^0 „ 0^0 „ 0,0001050 (Marchand)
-27^0 „ -2^0 „ 0,0001542 (Struve)

ermittelt.

Die Wärmeleitungsfähigkeit in absolutem Maße ist diejenige Wärmemenge, welche in einer Sekunde durch jeden cm^2 einer Platte von 1 cm Dicke hindurchwandert, wenn die Temperaturdifferenz beider Seiten der Platte 1^0C beträgt. Für Eis ist diese Größe

$K =$ 0,00568 cal. (nach Neumann)
0,005 „ („ Mitchell)
0,0057 „ („ Straneo)
0,0023 „ („ de la Rive)

Forbes untersuchte auch die Leitungsfähigkeit in den Richtungen der Hauptachse von Eiskristallen und senkrecht dazu. Er fand $K = 0{,}00213$ cal. für Eisplatten, welche parallel der Hauptachse geschnitten waren und $K = 0{,}00223$ cal. für solche, bei denen die Achse senkrecht zur Plattenebene war; es ergibt sich also die Wärmeleitungsfähigkeit danach in der Richtung der Hauptachse etwas größer, als senkrecht dazu. Straneo konnte jedoch einen solchen Unterschied nicht finden.

Die Durchlässigkeit des Eises für Wärmestrahlung ist höchstens 6 Proz.; nach Versuchen von Melloni ging von der Gesamtstrahlung der Locatelli-Lampe nur 0,06 durch eine 2,6 mm dicke Eisplatte. Für Strahlen, welche von niedriger temperierten Wärmequellen ausgehen, ist die Durchlässigkeit noch viel geringer; sie nimmt außerdem mit wachsender Dicke der Eisschichte sehr schnell ab.

Gegenüber elektrischen Einwirkungen verhält sich das Eis wie ein guter Isolator. Telephonleitungen zu den meteorologischen Hochstationen werden direkt auf Eis und Firn gelegt. Blitzschlag auf Gletschern ist bisher nie beobachtet worden. Das Singen der Bergstöcke und Eispickel, das die von Gewittern überraschten Hochtouristen wahrnehmen, wird auf Eis- und Schneefeldern nicht bemerkt.

Die Dielektrizitäts-Konstante des Eises ist bei $-23{,}8^0$ nach Bonty 78; nach Perrot beträgt sie 60 bis 70.

Plastizität. Wenn einem idealen festen Körper Wärme zugeführt wird, so wird seine Temperatur proportional der aufgenommenen Wärmemenge steigen, bis die Schmelztemperatur erreicht ist. Von da ab wird, bis die ganze Masse des Körpers in den flüssigen Zustand übergegangen ist, trotz der Zufuhr einer bedeutenden Wärmemenge, der Schmelzwärme,

keine Temperaturerhöhung beobachtet. Die Schmelzwärme wird zur Lockerung des molekularen Gefüges, zur Leistung innerer Arbeit verwendet. Für die meisten Körper ist das Verhalten jedoch ziemlich stark abweichend von dem eben geschilderten, da ihre spezifische Wärme mit steigender Temperatur wächst. Schon vor Erreichung der Schmelztemperatur wird ein merklicher Bruchteil der zugeführten Wärme zur Leistung innerer Arbeit verwendet. Der Körper fängt dann an weich zu werden; er erleidet bei Einwirkung verhältnismäßig kleiner Kräfte schon bleibende Formveränderungen, ohne zu zerbrechen, er wird plastisch. Beispiele dafür bieten uns die Metalle, welche meist erst bei höheren Temperaturen schmelzen, mit Annäherung an die Schmelztemperatur aber für die Bearbeitung durch kleine Kräfte geeignet werden. Körper, die bei Temperaturen plastisch werden, welche wenig über der Lufttemperatur liegen, sind u. a. Fette, vor allem Wachs. Für diese Substanz ist die spezifische Wärme

zwischen	-21^0	und 3^0	0,4287	cal.
„	$+26^0$	„ 42^0	0,82	„
„	42^0	„ 58^0	1,72	„

sie wächst bedeutend mit der Temperatur.

Für Eis, das dem Idealkörper sehr viel näher steht, als dem Wachs, fanden

Regnault	die spez. Wärme	zwischen	-78^0	und	0^0	zu	0,4627 cal.
Person	„ „	„	-30^0	„	0^0	„	0,505 „
„	„ „	„	-21^0	„	-1^0	„	0,5017 „

Es findet eine bedeutende Zunahme der spezifischen Wärme mit Annäherung an den Schmelzpunkt statt, der eine wesentliche Lockerung des Molekulargefüges entspricht.

Sehr lehrreiche Versuche über die Plastizität des Eises stellte Bianconi (1871) an. Er preßte bei einer Lufttemperatur von über 0^0 ein Steinstück auf eine ebene Eisfläche; nach 6 bis 10 Stunden war dasselbe in das Eis eingedrungen und dieses erhob sich wulstförmig um die Einpressung herum. Als eine Eisenplatte mit quadratischem Loch aufgedrückt wurde, stieg das Eis durch das Loch in Gestalt eines vierkantigen Prismas auf und bog sich über bis zur Berührung mit der Platte, während das umgebende Eis über den Rand der Platte quoll. Um einen unten flachen, oben konvex gewölbten Eisenstab schmiegte sich das Eis derart an, daß es ihn mehr und mehr einhüllte, wie Tonbrei eine in ihn eingedrückte Stange umschließt.

Biegungsversuche, welche Fr. Pfaff (1875) anstellte, ergaben, daß das Eis, wenn seine Temperatur nahe am Schmelzpunkte ist, schon durch ganz geringe, anhaltend wirkende Kräfte deformiert werden kann. Ein 1,3 cm dicker, 51 cm langer Eisstab, der an beiden Enden frei auflag, bog sich bei -12 bis $-3{,}5^0$ in 24 Stunden um mehr als 2 mm durch, bei -1^0 bis 0^0 in derselben Zeit um 9 mm. Die Formänderung war eine bleibende. Ähnliche qualitative Versuche, wie sie

später vielfach und von verschiedenen Seiten angestellt wurden, hatten das gleiche Ergebnis, daß auch der kleinste lang anhaltende Zwang eine mit der Zeit wachsende Deformation erzeugt.

Demnach ist die nach Maxwells Definition erforderliche Bedingung für zähe Körper gegeben. Der Klarheit wegen sollen Maxwells hierauf bezügliche Ausführungen hier wieder gegeben werden:

„Findet man, daß die Gestalt eines Körpers eine dauernde Änderung erleidet, sobald ein Zwang einen gewißen Wert übersteigt, so heißt der Körper weich oder plastisch und der Zustand des Körpers in dem Augenblick, in welchem die Formänderung eben anfängt, eine dauernde zu werden, heißt die Grenze der vollkommenen Elastizität.

Läßt man den Zwang so lange wachsen, bis der Körper bricht, oder vollständig ausweicht, so nennt man den Höchstwert des Zwanges die Festigkeit für diese Art der Beanspruchung.

Tritt das Zerbrechen des Körpers ein, bevor eine dauernde Formänderung zu beobachten ist, so nennt man den Körper brüchig.

Wenn ein konstant erhaltener Zwang eine Deformation oder Verschiebung in dem Körper hervorruft, welche mit der Zeit zunimmt, so ist die Substanz zäh.

Wird diese zunehmende Formänderung nur erreicht, wenn der Zwang einen gewissen Wert übersteigt, so nennt man die Substanz fest, so weich sie auch sein möge. Wenn dagegen schon ein minimaler Zwang, sobald er nur lange genug ausgeübt wird, eine stetig wachsende Formänderung hervorbringt, so ist die Substanz als eine zähe Flüssigkeit zu bezeichnen, so hart sie auch sein möge.

So ist z. B. eine Talgkerze viel weicher als ein Stück Siegellack; legt man jedoch beide horizontal zwischen zwei Stützen, so wird der Siegellack innerhalb weniger Wochen, falls es Sommer ist, in Folge seines eigenen Gewichtes sich nach unten biegen, während die Kerze gerade bleibt. Die Kerze ist mithin ein weicher, fester Körper; der Siegellack eine äußerst zähe Flüssigkeit."

Diese Definitionen sind jetzt ziemlich allgemein von den Physikern anerkannt. Danach wäre das Eis als eine zähe Flüssigkeit zu betrachten; denn nach den Beobachtungen von Pfaff, Bianconi u. a. biegen sich Eisstäbe unter Einwirkung ihres eigenen Gewichtes; eine Erscheinung, die übrigens an Eiszapfen während jedes Winters leicht zu sehen ist. Nach derselben Definition fallen auch Glas, Stahldraht und Kupfer, Nickel usw. unter die zähen Flüssigkeiten und das Maß für die Zähigkeit solcher Körper wurde von F. Kohlrausch, W. Thomson, Stokes, Voigt u. a. experimentell bestimmt.

Erleidet eine solche zähe Flüssigkeit eine sogenannte Schiebung (bei welcher die Geschwindigkeiten der einzelnen Schichten der Substanz ihrer Entfernung von der ruhenden Grenzschichte proportional sind), so ist zur Erhaltung dieser Deformation eine Kraft

$$P = \mu . \varepsilon$$

nötig. Dabei ist ε der Geschwindigkeitsunterschied zweier um die Längeneinheit voneinander entfernter Schichten vom Querschnitt 1 und μ der Koeffizient der inneren Reibung oder der Zähigkeitskoeffizient. Für einen Stab mit rechteckigem Querschnitt von den Seiten a und b wird

$$P = a\,b\,\mu\,\varepsilon.$$

Wird also ein solcher Stab von der Länge l in der Mitte mit dem Gewichte Pg belastet und dabei eine Verschiebung von v cm/sec beobachtet, so ergibt sich

$$\mu = \frac{l}{4\,a\,b} \cdot \frac{P}{v}\ (g\,cm^{-1}\,sec^{-1}).$$

Den reziproken Wert von μ nannte Mc. Connel den Plastizitätskoeffizienten; er bestimmte diese Größe für Eiskristalle und fand dieselbe zwischen

$$7.10^{-10} \text{ und } 1{,}6.10^{-11}\ (cm\,g^{-1}\,sec).$$

Bei näherer Betrachtung der Versuchsergebnisse findet man, daß der Betrag dieses Koeffizienten mit der Temperatur und mit der Dauer der Belastung veränderlich ist. Auch scheint es nicht gleichgültig, in welcher Lage zur Kristallachse die Richtung der biegenden Kraft sich befindet. In der Tat fand Mügge, als er die Versuche J. C. Mc. Connels nach dieser Richtung fortsetzte, daß die Biegung der Eiskristalle am leichtesten erfolgt, wenn die Kraft in einer zur Kristallachse senkrechten Ebene wirkt.

Ich nahm Veranlassung, die Mc. Connelschen Versuche mit einiger Verfeinerung zu wiederholen und konnte eine Beziehung feststellen, welche zwischen der Dauer des Zwanges und der Größe der inneren Reibung besteht.

Die Durchbiegungen, wie ich sie beobachtete, waren anfangs sehr stark und verschwanden, wenn die Zwangswirkung nur eine momentane war, fast vollständig nach dem Aufhören derselben; diese sprunghafte Ausweichung ist eine elastische Deformation und ich benutzte dieselbe auch zur Bestimmung des Elastizitätsmoduls. Bei länger andauerndem Zwange wuchs die Durchbiegung beständig; unmittelbar an die elastische schloß sich die bleibende, unelastische Formänderung an und es zeigte sich, daß die Schiebungsgeschwindigkeit bei kleinen Kräften mit der Zeit abnimmt. Für sehr große, der Belastungsgrenze nahe gelegene Kräfte fand ich dagegen zunehmende Schubgeschwindigkeit und auch der zwischenliegende Fall, daß diese für die ganze Dauer der Belastung fast unveränderlich blieb, konnte für mittlere Kräfte festgestellt werden.

Bezeichnet s die in t Sekunden erzeugte Deformation, dann ist $\frac{ds}{dt}$ die Verschiebungsgeschwindigkeit und es gilt

1. für mäßige Belastungen $\frac{ds}{dt} = \frac{c_1}{t}$

2. „ mittlere „ $\frac{ds}{dt} = c_2$

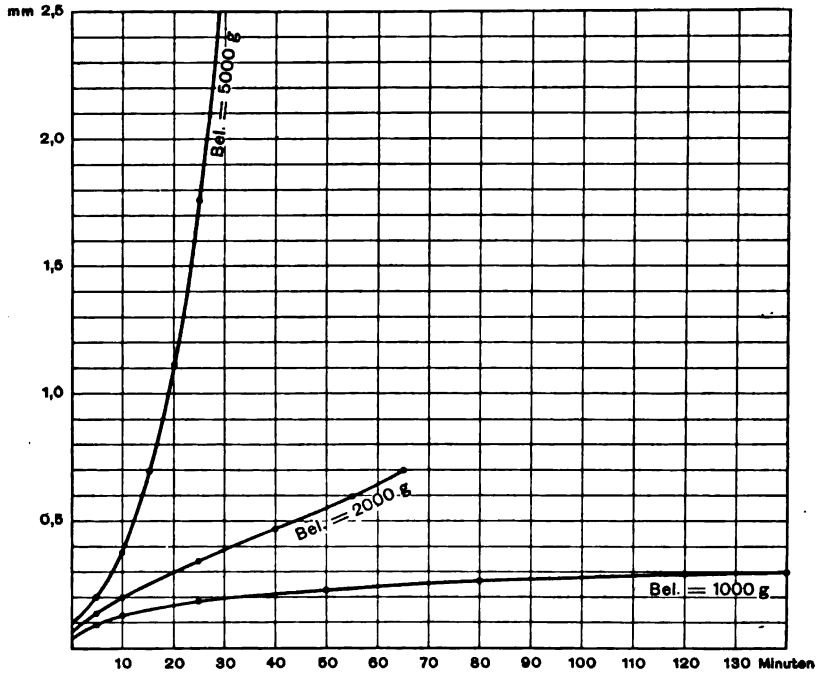
3. „ große „ $\frac{ds}{dt} = c_3 . t$

Daraus wird die Größe der Durchbiegung sich für die drei Fälle durch die Gleichungen

1. $s = c_1 . log\, t_1$
2. $s = a + c_2 t$
3. $s = a + \frac{1}{2} c_3 t^2$

bestimmen, in welchen a die elastische Ausweichung und c_1, c_2, c_3 von der Belastung und den Abmessungen der Probestücke abhängige Konstante bedeuten. Diese Formeln haben natürlich nur näherungsweise Geltung; ihnen entsprechen die Linien der Fig. 3, welche nach drei Beobachtungen an ziemlich gleich dimensionierten Kristallen, bei denen die Biegung senkrecht zur optischen Achse erfolgte, gezeichnet sind.

Fig. 3.



Durchbiegung von Eiskristallen bei verschiedenen Belastungen.

Für Körnereis war der Zusammenhang zwischen Belastungsdauer und Größe des Reibungskoeffizienten im wesentlichen der gleiche, wie

für einheitliche Individuen. Nur für die ersten Minuten fand ich den Koeffizienten etwa ein Halb bis ein Drittel des für die gleiche Dauer bestimmten bei Kristallen, für welche er übrigens von der Richtung der Kraft gegen die Hauptachse (wenigstens bei kleinen Biegungsmomenten) unabhängig ist.

Ein Stab, aus mehreren großen Kristallen bestehend, der 13,0 cm lang, 2,2 cm breit und 0,88 cm dick war, ergab bei — 1,2 bis — 1,8° C

$\mu_{60''} = 3{,}0 \cdot 10^{10}$, $\mu_{120''} = 5{,}8 \cdot 10^{10}$, $\mu_{600''} = 8{,}1 \cdot 10^{10}$ (cm^{-1} g sec^{-1}).

Ein zweiter Stab, der durch Gefrieren in einer Blechform zu Stande kam (wobei die Achsen der Körner außen senkrecht zur Blechwand, innen ganz unregelmäßig gerichtet waren), hatte die Abmessungen 11,0, 1,97 und 1,05 cm. Bei einem Biegungsmoment 1330 cmg pro cm^2 war (Temp. = — 2,6°)

$\mu_{30''} = 2{,}7 \cdot 10^{10}$, $\mu_{240''} = 7{,}1 \cdot 10^{10}$, $\mu_{6300''} = 37 \cdot 10^{10}$ (cm^{-1} g sec^{-1}).

Aus einer dicken Eiskruste, mit der ein eiserner Brunnentrog überzogen war, schnitt ich ein 10,0 cm langes, 1,55 cm breites und 1,05 cm dickes Stück. Die Kristallkörner hatten etwa Haselnußgröße und waren unregelmäßig gelagert. Während des Versuches war die Lufttemperatur anfangs — 0,4° und erhob sich bis zu + 0,2° C; die gefundenen Werte des Reibungskoeffizienten sind:

$\mu_{15''} = 2{,}0 \cdot 10^{10}$, $\mu_{60''} = 4{,}8 \cdot 10^{10}$, $\mu_{120''} = 6{,}3 \cdot 10^{10}$, $\mu_{1500''} = 14{,}10^{10}$,

$\mu_{3120''} = 20 \cdot 10^{10}$ (cm^{-1} g sec^{-1}). Biegungsmoment = 1550 cmg pro cm?

Die drei Proben geben recht gut zusammenstimmende Resultate, aus denen sich diese Interpolationsformel berechnet (für größere Belastungszeiten):

$$\mu = [6 + 4{,}9 \cdot 10^{-3} t] \cdot 10^{10} \text{ cm}^{-1} \text{ g sec}^{-1}.$$

Dieselbe gilt natürlich nur in erster Annäherung; innerhalb des Intervalles 240″ bis 6300″ gibt sie die Werte von μ gegenüber den Beobachtungen mit $\pm$ 5 Proz. mittlerem Fehler.

Für Eis, das in hohem Maße mit Sand verunreinigt war (gleiche Teile beider Substanzen), fand ich den Wert des Reibungskoeffizienten rund zehnmal so groß, als für reines Eis.

Geschichtetes Eis, das aus einzelnen für sich gepreßten Lagen von trockenem und feuchtem Schnee, die durch feinen Sand und dünne Rostlagen voneinander geschieden waren, mit einem Druck von etwa 36 kg/cm^2 hergestellt wurde, gab bei — 0,8° bis — 2,0° C:

$\mu_{15''} = 0{,}6 \cdot 10^{11}$, $\mu_{100''} = 1{,}6 \cdot 10^{11}$, $\mu_{120''} = 3{,}1 \cdot 10^{11}$, $\mu_{300''} = 5{,}0 \cdot 10^{11}$,

$\mu_{6900''} = 25 \cdot 10^{11}$ und $\mu_{28000''} = 120 \cdot 10^{11}$ (cm^{-1} g sec^{-1}). Biegungsmoment 1500 cmg pro cm^2.

Bei stärkerer Belastung (Biegungsmoment 7500 cmg pro cm²) war (Temp. — 6,8° bis — 0,2°)

$$\mu_{60''} = 3{,}8 \cdot 10^{11},\ \mu_{120''} = 3{,}0 \cdot 10^{11},\ \mu_{300''} = 2{,}5 \cdot 10^{11},\ \mu_{1800''} = 2{,}2 \cdot 10^{11},$$

$$\mu_{7000''} = 1{,}8 \cdot 10^{11}.$$

Mit dieser Belastung bog sich das Probestück innerhalb zwei Stunden um etwa 20 mm durch, ohne daß Bruch eintrat; seine Gesamtdurchbiegung betrug 24 mm. Die maximale Verschiebungsgeschwindigkeit war 0,0004 cm/sec = 0,24 mm/Minute. Die Kraft wirkte in Richtung der Schichtflächen, brachte aber längs derselben keine größere Verschiebung zustande, als in den übrigen Teilen des Eisstückes. Probestücke, welche groben Sand, dessen Körner sich berührten, in einer Schichtfläche enthielten, brachen bei Einwirkung eines Biegungsmomentes von 4500 cmg pro cm² an der Stelle, wo der grobe Sand eingeschlossen war, ertrugen jedoch ein Biegungsmoment von 3000 cmg; der Koeffizient μ war dabei von der gleichen Größe, wie für das übrige mit Sand verunreinigte Eis.

Die Beimengungen von Sand und Staub erhöhen also die innere Reibung; die Plastizität des Gletschereises wird deshalb besonders gegen den Grund des Eisstromes eine geringere sein, als die des reinen Eises.

Innerhalb des Temperaturintervalles von 0° bis — 6° konnte ich den Einfluß der Temperatur nicht sicher feststellen; jedenfalls ist derselbe wesentlich geringer als derjenige, den die Dauer des Zwanges auf die Größe des Koeffizienten der inneren Reibung ausübt.

Da, wie aus den mitgeteilten Zahlen zu ersehen ist, für geringe Belastungen der Reibungskoeffizient mit der Dauer des Zwanges zunimmt, so wird man für langsam fließende Gletscher, bei denen etwa für die Dauer eines Jahres die einzelnen Teile unter dem Einflusse fast unveränderter Kräfte stehen, den Koeffizienten μ weit größer annehmen müssen, als die oben für 28000″ bezw. 1500″ gegebenen Zahlen, die für „Eiszement“ und für geschichtetes Eis gefunden wurden. Unter der Voraussetzung, daß die bei den Versuchen festgestellte Proportionalität von μ mit der Zwangsdauer auch für sehr lange Zeiträume gilt, würde für Gletscher mit 50 bis 100 m jährlicher Geschwindigkeit $\mu = a \cdot 10^{15}$ werden (wobei a zwischen 1 und 100 liegt). Zum Vergleiche seien hier die entsprechenden Werte für einige andere Materialien angeführt:

Stahl	$\mu = 6 \cdot 10^{18}$	Zinn	$\mu = 4 \cdot 10^{11}$
Kupfer	$\mu = 3{,}7 \cdot 10^{6}$	Pech	$\mu = 4 \cdot 10^{9}$
Messing	$\mu = 3 \cdot 10^{8}$	Kolophonium	$\mu = 2{,}5 \cdot 10^{16}$.

Demnach wäre Eis unter der sehr lange dauernden Einwirkung geringer Kräfte bezüglich der inneren Reibung mit Stahl zu vergleichen, während bei kürzerer Dauer des Zwanges etwa Zinn das gleiche Verhalten zeigt. Für dieses Metall habe ich übrigens die für Eis angewandte Beob-

achtungsmethode ebenfalls benutzt und fand die Abhängigkeit des μ von der Dauer der Beanspruchung in demselben Sinne auftretend, wie bei Eis.

Öfteres Hin- und Herbiegen eines Eisstabes gab keine wesentlichen Unterschiede in den Werten von μ; die Verschiebbarkeit der Eisteilchen wird also durch derartige Beanspruchungen nicht gesteigert.

Wurden Eiskristalle von geringer Länge durch große Kräfte gebogen, so daß der Druck an der Angriffsfläche etwas größer als die Hälfte der Bruchfestigkeit war, dann konnte mehrmals eine Verbreiterung der Probestücke unter dem Gewichtträger beobachtet werden, welche gegen die untere Grenzfläche des Eises allmählich abnahm. Solche Quetschungen sah ich nur auftreten, wenn die Verschiebung in einer durch die optische Achse gehenden Ebene stattfand; bei Verschiebungen, die sich in einer zur Achse senkrechten Ebene vollziehen, scheint nur ein Ausweichen in der Kraftrichtung, kein seitliches Hinausdrängen einzutreten. In die Gruppe dieser „Quetschungen" fallen wohl auch die oben erwähnten Experimente von Bianconi, während die Verschiebungen in Ebenen senkrecht zur Achse als reine Translationen anzusehen sind.

Es mag wohl befremden, daß der Koeffizient der inneren Reibung hier als von der Dauer des Zwanges abhängig erscheint; ich bemerke jedoch ausdrücklich, daß sich dies auf den nach Maxwells Definition bestimmten Koeffizienten bezieht. Die Betrachtung der den Eiskristallen zugemuteten Formänderungen als reine Schiebung ist nur ein Notbehelf. Für genaueres Studium der molekularen Wirkungen, die bei solchen Deformationen auftreten, fehlen zurzeit die nötigen theoretischen Grundlagen. Übrigens wird dies Verhalten des Reibungskoeffizienten verständlicher, wenn man erwägt, daß zur Umformung der Eigenbewegungen der Moleküle Zeit notwendig ist.

Elastizitätsmodul. Bestimmt man den Elastizitätsmodul des Eises, so ist, wie aus den angeführten Beobachtungen über die innere Reibung hervorgeht, die Dauer der Deformation von großer Bedeutung, da schon nach ganz kurzer Kraftwirkung bleibende Formänderungen eintreten; sobald also die bequemste Meßmethode mit Beanspruchung auf Biegung angewandt wird, erhält man viel zu große Werte für diese Konstante, wenn nicht schon in den ersten Sekunden die Größe der Durchbiegung bestimmt wird. Deshalb sind die von Moseley mit 92700 kg/cm² und von Bevan mit 60000 kg/cm² angegenen Werte zu groß. Reusch fand mit Hilfe tönender Eisplatten den Elastizitätsmodul des Eises zu 23632 kg/cm², ein Resultat, das in befriedigender Übereinstimmung ist mit den Ergebnissen, welche ich erhielt, als ich die anfängliche elastische Ausweichung, die ein Eisstück bei Biegung erfährt, zur Bestimmung dieser Größe benutzte; denn bei den Versuchen von Reusch war die optische Achse wahrscheinlich parallel zur Dicke der Platten.

Meine Ergebnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Temperatur	Lage der Hauptachse	Zahl der Messungen	Elastizitätsmodul	
			$cm^{-1}\,g\,sec^{-2}$.	$\frac{kg}{cm^2}$
0° bis —1°	∥ Länge	38	$(1{,}82 \pm 0{,}1).10^{10}$	18200
—2° „ —5°	∥ „	7	$(5{,}9 \pm 0{,}5).10^{9}$	5900
0° „ —1°	∥ Breite	22	$(3{,}83 \pm 0{,}22).10^{10}$	38300
—1° „ —5°	∥ „	13	$(4{,}18 \pm 0{,}28).10^{10}$	41800
—1° „ —5°	∥ Dicke	21	$(2{,}54 \pm 0{,}19).10^{10}$	25400
—1° „ —3°	Große Körner	14	$(2{,}85 \pm 0{,}12).10^{10}$	28500
0° „ —3°	Kleine „	15	$(2{,}26 \pm 0{,}16).10^{10}$	22600
—0,5°	Eiszement	3	$(3{,}0 \pm 0{,}5).10^{10}$	30000
— 2°	Geschichtetes Eis (33 Atm.)	4	$(1{,}5 \pm 0{,}2).10^{10}$	15000
0° bis 0,2°	Geschichtetes Eis (20 Atm.)	2	$(4{,}9 \pm 0{,}4).10^{9}$	4900

Es zeigt sich ein ziemlich bedeutender Unterschied der Werte des Elastizitätsmoduls je nach der Lage der Kristallachse gegenüber der Kraftrichtung; derselbe ist am kleinsten, wenn die Kraft in einer Ebene senkrecht zur Achse liegt, am größten für Kräfte, welche senkrecht zur Achse, aber in einer durch dieselbe gehenden Ebene eine Verschiebung erzeugen, während der Elastizitätsmodul einen mittleren Wert annimmt, wenn die Kraft in Richtung der Achse angreift. Als Mittelwert aus je 20 Beobachtungen für die drei Richtungen ergibt sich $E = (2{,}76 \pm 0{,}17).10^{10}\,cm^{-1}\,g\,sec^{-2}$.

Dies kann wohl als Elastizitätsmodul für Eis, das in unbestimmter Richtung beansprucht wird, angenommen werden, denn auch für Körnereis findet sich fast derselbe Betrag.

Zugfestigkeit. Aus einem Versuche von Fr. Pfaff ergibt sich, daß ein mit 1 kg/cm² belasteter hängender Eisstab in sieben Tagen eine Verlängerung um 0,022 seiner Länge erfuhr; dabei war die Temperatur der umgebenden Luft teilweise über 0°.

Aus Versuchen von Fabian (1877) über die Dehnbarkeit und Elastizität des Eises, bei denen Stäbe von 50 cm Länge und 5 cm Durchmesser zur Verwendung kamen, folgt, daß sich das Eis bis zu Belastungen von 0,5 kg/cm² nahezu wie ein vollkommen elastischer Körper verhält. Aus fünf Versuchen ergaben sich bei 10 kg Belastung der Stäbe temporäre Dehnungen von 0,0135, permanente von 0,0011 mm. Innerhalb dieser Belastungsgrenze ist auch die Dehnung nahezu proportional der Belastung. Bei zunehmender Belastung wuchs auch die Dehnung, aber rascher als die erstere; zugleich nahm auch die bleibende Dehnung zu. Bei Belastung von 30 kg (etwa 1,5 kg/cm²) war die temporäre Dehnung 0,0633, die bleibende 0,0300 mm. Ein Zerreißen der Stäbe würde

eintreten, wenn dieselben um $^1/_{5000}$ ihrer Länge gedehnt würden, bei einer Belastung von etwa 2,5 kg/cm². Auch hier ist zu bemerken, daß die Belastung von 10 kg pro Stab eine größere Verlängerung erzeugen konnte, wenn der Stab bereits in Deformation gekommen war, als anfangs. Die durch die Belastung herbeigeführte Beweglichkeit der Eismoleküle war also von längerer Dauer. Leider ist aus Fabians Angaben die Versuchsdauer nicht zu entnehmen.

J. C. Mc. Connel und D. A. Kidd haben 1888 die Ergebnisse einer längeren Untersuchung veröffentlicht, bei welcher Eis in seinem Verhalten gegenüber Zug- und Druckkräften studiert wurde. Die Beanspruchungen auf Zug lagen für Körnereis zwischen 1,45 und 2,7 kg/cm² und ergaben stündliche Verlängerungen von 0,013‰ (Versuchsdauer 3 Tage) bis 18,8‰ (Versuchsdauer 10 Minuten). Seeeis erfuhr mit 2,8 kg/cm², die in Richtung der Kristallachse wirkten, bei zweitägiger Versuchsdauer stündliche Verlängerungen von 0,007‰; senkrecht zur Achse ziehende Kräfte von 2,75 kg/cm² gaben für sechsstündigen Versuch 0,34, für 16 stündigen 0,1‰ Verlängerung pro Stunde.

Bei meinen Biegungsversuchen erhielt ich als größte Verlängerung 0,061‰ für die Minute (= 3,6‰ stündlich). Die Gesamtverlängerungen, die die von mir untersuchten Eisstücke ertrugen, lagen zwischen 13,6% und geringen Bruchteilen von 1‰.

Die Zugfestigkeit des Eises wird zwischen 7 und 8 kg/cm² angegeben. Nach den vorstehenden Ausführungen ist ganz klar, daß dieselbe verschieden ausfallen muß, je nachdem die Beanspruchung allmählich gesteigert oder gleich mit großen Kräften begonnen wird. Genauere Messungen hierüber, bei denen die Versuchsdauer berücksichtigt ist, fehlen zur Zeit noch.

Die Druckfestigkeit des Eises beträgt etwa 25 kg/cm².

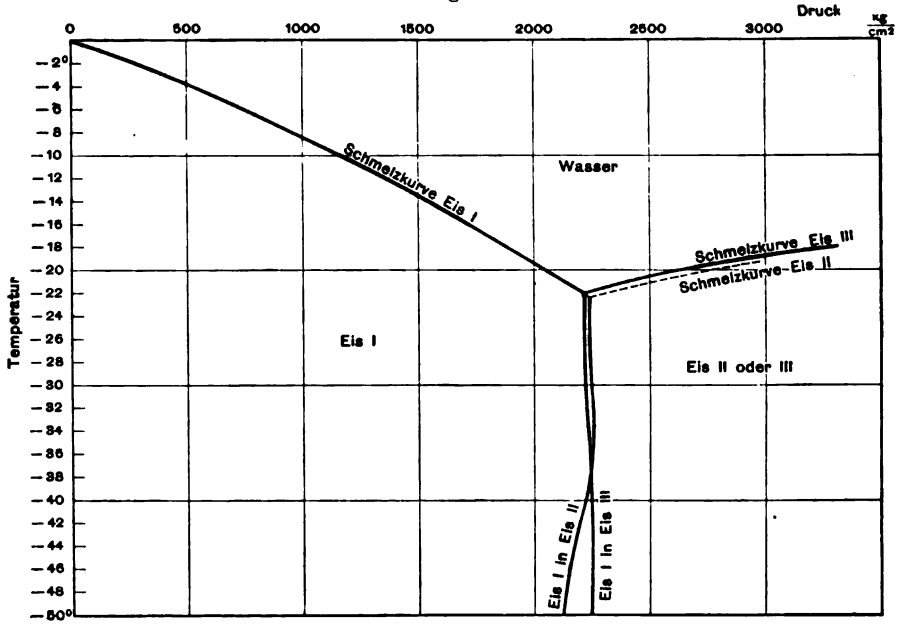
Bei den oben erwähnten Druckversuchen von Mc. Connel und Kidd ergaben sich unter Anwendung von Druckkräften zu 3,2 kg/cm² für Körnereis 0,33‰ stündliche Kompression, wobei die Versuchsdauer fünf Tage betrug. Seeeis, das parallel zur Achse gepreßt wurde, erfuhr in drei Tage währenden Versuchen 0,011‰ Zusammendrückung pro Stunde.

Eis unter Druck. Das Eis ist spezifisch leichter als das Wasser, aus dem es entstand. Beim Festwerden des letzteren tritt also eine Vergrößerung, beim Schmelzen des Eises eine Verminderung des Volumens ein. Alle Körper, für welche dies der Fall ist, erfahren, wie James Thomson aus dem Carnotschen Satze und Clausius aus dem zweiten Hauptsatze der mechanischen Wärmetheorie abgeleitet hat, eine Erniedrigung des Schmelzpunktes, wenn sie einem Drucke ausgesetzt werden, der höher als der gewöhnliche Luftdruck ist. Der Grund dafür liegt darin, daß der Druck einen Teil der äußeren Arbeit leistet, welche zur Volumverminderung, also zur Annäherung der Moleküle, nötig ist und die ohne Druckwirkung durch Wärmezufuhr geleistet würde. Das theo-

retische Ergebnis wurde zunächst von W. Thomson (Lord Kelvin) experimentell bestätigt. Er fand pro Atmosphäre Druck eine Temperaturerniedrigung von 0,0081° C, gegen 0,0075° C, welche die Theorie verlangt. Mousson hat gezeigt, daß es unter Anwendung eines bedeutenden Druckes (schätzungsweise 13000 Atm.) gelingt, Eis bei —18° C flüssig zu machen.

Neuere Versuche von G. Tammann geben den Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem für das Schmelzen des Eises notwendigen Druck bis zu sehr niedrigen Temperaturen. Nimmt man zusammengehörige Werte von Druck und Temperatur als Abszissen und Ordinaten einer Kurve, so erhält man die Schmelzkurve des Eises, welche nach den erwähnten Versuchen folgende Gestalt hat (Fig. 4):

Fig. 4.



Schmelzkurven des Eises
nach G. Tammann.

Bis zu Temperaturen von —22° ist die Schmelzkurve durch die Interpolationsformel

$$p = -140{,}0\,t + 2{,}11\,t^2$$

dargestellt. Moussons oben angeführte Angabe ist nun dahin zu präzisieren: Bei Drucken über 2200 kg ist das Eis nicht mehr beständig. Wird der Druck gesteigert, so erhöht sich von — 22° an der Schmelzpunkt. Wird die Temperatur unter —22° gehalten, so kann das Eis in zwei von der gewöhnlichen verschiedenen Modifikationen bestehen,

denen die in der Figur dargestellten Umwandlungen entsprechen. (Näheres hierüber in Tammanns Originalarbeit: Annalen der Physik 1900, II.)

Aus der mechanischen Wärmetheorie hat weiterhin Person abgeleitet, daß die Schmelzwärme eines Körpers um so geringer wird, je niedriger die Temperatur ist, bei der die Zustandsänderung eintritt. Dieses theoretische Resultat wurde durch Versuche von P. Pettersson für Eis bestätigt. Während nämlich nach Bunsen die Schmelzwärme des Eises

bei	0° C	80,025 cal.	beträgt, ist sie
„	—2,8° C	77,85 „	
„	—5,0° C	76,75 „	
„	—6,5° C	76,00 „	nach Pettersson.

Für 1° Schmelzpunkterniedrigung findet also im Mittel eine Reduktion der Schmelzwärme um 0,59 cal. statt, gegen 0,5 cal., welche die Theorie fordert. (Man erhält übrigens fast genau 0,5 cal., wenn man für die Schmelzwärme des Eises bei 0° nicht die Bunsensche, sondern eine Regnaultsche oder auch eine Personsche Ermittelung des Wertes zu 79,25 cal. annimmt.)

Wenn wir also beispielsweise Eis einem Überdrucke von 10 kg/cm² aussetzen, so erniedrigt sich dabei der Schmelzpunkt um 0,075° C und die Schmelzwärme um 0,04 cal.

Regelation:

Dieses Verhalten des Eises erklärt teilweise eine zuerst von M. Faraday beobachtete, von Tyndall als Regelation bezeichnete Erscheinung. Werden nämlich zwei Eisstücke, die sich auf der Schmelztemperatur befinden, miteinander in Berührung gebracht, so vereinigen sich dieselben zu einem Stück, wenn sie auch nur mit geringer Kraft aneinander gedrückt werden. Der Vorgang, welcher sich dabei abspielt, ist nach der von J. Thomson gegebenen und von Helmholtz angenommenen Erklärung folgender: Durch den Druck wird Wärme erzeugt; eine kleine Eismenge kommt zum Schmelzen und zwar bei der dem Druck entsprechenden niedrigeren Temperatur. Läßt der Druck nach, so wird das entstandene Schmelzwasser, dessen Temperatur unter 0° war, wieder fest und verbindet dabei die anfänglich getrennten Eisstücke miteinander.

Am besten wird die Regelation durch einen sehr einfachen Versuch gezeigt. Legt man ein Eisstück so auf zwei Holzklötze, daß zwischen denselben ein Gewicht frei herabhängen kann, das die dünne Schnur oder den feinen Metalldraht, an dem es befestigt ist, in das Eisstück eindrückt, so wird man nach einiger Zeit bemerken, daß das Gewicht den Draht vollständig durch das Eis hindurchgedrückt hat. Das Eisstück wurde zerschnitten, aber die beiden Teile können nicht voneinander getrennt werden, weil das in der Schnittspalte entstandene Wasser wieder gefroren ist. Die Schnittfläche ist stets sehr deutlich

zu sehen, weil das neu gebildete Eis die Homogenität des ursprünglich vorhandenen Eisstückes stört und anders gerichtete Kristallachsen hat als dieses. Der Versuch gelingt auch, wenn die Umgebung des Eises eine wesentlich höhere Temperatur als 0° C aufweist; daher kann das durch Kapillaritätswirkung in dem Schnittspalte festgehaltene Wasser nur deshalb zum Gefrieren kommen, weil seine Temperatur und die der ihm benachbarten Eisteilchen unter 0° C liegt; eine Wirkung, die eben durch den Druck der belasteten Schnur hervorgebracht wurde. Faraday beobachtete, daß die Regelation auch im Vakuum eintritt, wenn die beiden Eisstücke sich nur berühren, daß ein Zusammenfrieren von Eisstücken stattfindet, welche ohne Druck bis zur Berührung einander nahegebracht werden. Deshalb glaubt er die Regelation mehr auf molekulare Wirkungen, wie sie bei der Kristallbildung anderer Substanzen auftreten, zurückführen zu sollen. Doch wird auch hier der Druck, den die Kapillaranziehung hervorruft und die durch denselben bewirkte Temperaturerniedrigung zur Erklärung der Erscheinung ausreichen.

L. Pfaundler erklärt Regelationserscheinungen, die ohne Drucksteigerung eintreten, so: „Das dem Schmelzen nahegebrachte Eis enthält neben festen Molekülen bereits eine Anzahl flüssiger. Infolge der molekularen Bewegungen tauschen aber die Moleküle fortwährend ihre Bewegungszustände, also auch ihre Aggregatzustände gegenseitig aus. So kann es kommen, daß innerhalb einer gewissen Zeit alle Moleküle an der Oberfläche des Eises einmal abwechselnd flüssig und wieder fest waren und daher Gelegenheit hatten, ihre Lage zu ändern. Ein in Wasser derselben Temperatur befindliches Eisstück kann deshalb seine Form ändern, ohne daß Temperaturschwankungen stattgefunden haben. Folglich können auch zwei Eisstücke zusammenfrieren, die sich ohne Druck berühren."

Die Regelation ist übrigens um so vollständiger, je länger der Druck wirkt und je größer derselbe ist. Die Festigkeit, welche an der „Schweißstelle" auftritt, hängt aber sehr wesentlich von der kristallographischen Orientierung der regelierenden Eisstücke ab, worauf A. Heim zuerst hinwies; sie ist aber auch abhängig von der Temperatur, die in der Umgebung der verwachsenden Eisstücke herrscht. Dies wurde von E. Hagenbach-Bischoff festgestellt bei Versuchen, die er zum Teil gemeinsam mit A. Heim anstellte. Aus reinem Wassereis wurden Würfel geschnitten und deren eben geschliffene Flächen so gegeneinander angelegt, daß keine Luftschicht dazwischen war. Dann wurden die Würfel in einer Schraubenpresse, die man abwechselnd anzog und nachließ, aneinander gedrückt. Nach mehreren Stunden war die Regelation vollständig und häufig so, daß die Verwachsungsfläche auch bei ganz klarem Eise nicht mehr sichtbar war. Wurde nun in einem Raume, dessen Temperatur über 0° war, die Probe auf die Festigkeit in der Regelationsfläche gemacht, so traten beim Zerdrücken der zu-

sammengewachsenen Würfel die ersten Risse in der Regelationsfläche auf und außerdem zeigte sich ein kleiner Unterschied in der Stärke der Verwachsung, je nachdem die optischen Achsen der Würfel parallel oder gekreuzt waren; im ersteren Falle war die Festigkeit etwas größer. Wurden aber die Druckproben in einem Raume von unter 0^0 C ausgeführt, so traten die Risse in der Druckrichtung durch die ganze Masse gleichartig, ohne Bevorzugung der Regelationsfläche auf. Hagenbach zeigte dann weiter, daß die Regelation zweier solcher Würfel zu einem homogenen Stück, einem Kristall, erst dann eintritt, wenn nicht nur die Hauptachsen, sondern auch die Nebenachsen zueinander parallel sind, wie dies ja schon die allgemeinen Erfahrungen über Kristallbildung erwarten lassen. Bei Würfeln, deren Hauptachsen genau parallel sind, kann allerdings die Verwachsungsfläche mit dem Polarisationsapparate nicht mehr erkannt werden. Sobald aber die Tyndallschen Schmelzfiguren erzeugt werden, kann nicht nur die durch die Schmelzung ebenfalls hervortretende Regelationsfläche beobachtet werden, sondern es zeigt sich auch, sobald die Nebenachsen nicht parallel sind, deutlich von der Verwachsungsstelle an eine Abweichung in der Richtung der Strahlen in den Tyndallschen Sternchen. (Vergl. Fig. 2.)

Diese Beobachtungen Hagenbachs sind sehr wichtig für die Erklärung des Wachstums der Gletscherkörner; an geeigneter Stelle kommen wir darauf zurück.

Verhalten des Eises beim Pressen in und durch Formen. Tyndall hat zuerst Versuche beschrieben, bei denen unter Anwendung hoher Drucke Eis in beliebige Formen gepreßt wird. Er brachte Bruchstücke von Wassereis in geeignete Formen und erzeugte Eiskugeln, -zylinder, -gefäße von beliebiger Gestalt, um dadurch zu zeigen, wie die bei steigendem Drucke zerbrechenden Eisstücke wieder aneinanderfrieren und zu einem soliden Ganzen sich vereinigen. Helmholtz führte die Versuche weiter. Er brachte kompaktes Eis in eine Preßform. Nachdem ein Druck verwendet war, der die Druckfestigkeit überschritt, zerbarst das Eis unter lautem Krachen und dann konnte sich das Eis ohne weiteres Geräusch der Form anpassen. Wurde dieses einmal stark gepreßte Eis in andere Formen gedrückt, so schmiegte es sich diesen lautlos an. Ein hoher Eiszylinder, der auf diese Weise erzeugt wurde, ging bei entsprechendem Druck und ohne Anwendung einer Form allmählich in einen flachen Kuchen über, der nur an den Rändern einige Risse zeigte, während der Zusammenhang der übrigen Masse keine Störung erkennen ließ.

Unter dem Polarisationsapparate erweisen sich solche gepreßte Eisstücke als ein Konglomerat kleiner Eiskörner, eine Breccie, bei der die einzelnen Elemente ohne jede Kristallorientierung wirr durcheinander liegen. Drückt man Eis durch eine mit einer Ausflußöffnung versehene Form, so ist das die Form verlassende Eisstück von der

gleichen Beschaffenheit. Nur die Teile, welche zuerst aus der Form heraus kamen, zeigen Risse und Spältchen, das übrige Eis ist fest zusammenhängend; die beim Pressen entstandenen Fragmente sind miteinander regeliert, nachdem sie keinen Druck mehr auszuhalten hatten. Aber stellenweise zeigen sich Einschlüsse von Wasser — ein Beweis dafür, daß während des Pressens in der Form ein Gemisch von Eisstücken und Wasser vorhanden ist, in welchem der Druck sich in ähnlicher Weise ausbreiten muß, wie in einer Flüssigkeit. Sandkörner, welche dem Eise beigefügt werden, sinken, da sie von allen Seiten den gleichen Druck erfahren und weil das Eis in der Form nicht vollständig geschmolzen wird, nicht zu Boden, sondern werden mit der Eisschichte, mit der sie ursprünglich benachbart waren, durch die Ausflußöffnung hinaus gedrückt. Es liegt nahe, zu ermitteln, welche Beziehungen zwischen dem Druck und der durch ihn bewirkten Querschnittsänderung des Eises bestehen. Ich habe zu diesem Zwecke eine Versuchsreihe angestellt; dabei wurde das Eis aus einer zylindrischen Form von 30 mm Durchmesser durch seitliche Öffnungen von verschieden großen Querschnitten gepreßt. Die Größe des Druckes, bei welchem das Ausfließen des Eises eintrat, zeigte sich dabei unabhängig von dem ursprünglichen Kristallzustande des Eises, aber abhängig von der Temperatur und von der Größe der Querschnittsänderung.

Für Eis von 0° waren notwendig bei

Querschnitt der Ausflußöffnung mm^2	Druck etwa $\frac{kg}{cm^2}$	Querschnitts-änderung	
—	500	14 : 1	Tammann
78,5	345	9 : 1	Heß
113,0	230	6,3 : 1	„
223,0	100	3,1 : 1	„
—	30	1,67 : 1	„

Für die Ausflußöffnung von 113,0 mm^2 waren die Drucke bei

0° C	$230 \frac{kg}{cm^2}$
— 3 bis —5° C	250 „
—10° C	270 „

Es ergab sich also der notwendige Deformationsdruck um so größer, je größer die Querschnittsänderung ist und zwar angenähert proportional derselben und außerdem, wie es zu erwarten war, eine mit abnehmender Temperatur wachsende Druckkraft.

Im Winter 1901/02 konnte ich diese Preßversuche in etwas größerem Maßstabe fortsetzen.

Ein auf eine Länge von 25 cm zylindrisches, 6 cm weites, oben und unten offenes Eisenrohr, das durch einen konischen Anschluß (2 cm lang) auf eine Weite von 4,5 cm übergeführt ist, wurde unten verschlossen, mit luftfreiem Wasser zum großen Teil gefüllt und dieses in einer Kältemischung zum Gefrieren gebracht. Ein eiserner Stempel, der im weiten Teile des Rohres, gut eingepaßt, beweglich ist, wurde mit Hilfe eines großen Hebels, an dessen langem Arme Gewichte bis zu $87^1/_2$ kg angehängt werden konnten, fest auf das Eis gedrückt, so daß dieses nach Entfernung des Rohrverschlusses aus dem weiten Rohr allmählich in das engere befördert und zum Ausfließen veranlaßt wurde. Da die Ausflußmenge der Strecke proportional ist, um welche der Stempel in das Rohr einsinkt, brauchte nur diese mit Hilfe von Marken bestimmt zu werden.

Der ganze Apparat war ziemlich primitiv eingerichtet; insbesondere war das Verhältnis der Hebelarme nicht unveränderlich, da ein großer Eisenbügel, der das Unterlagebrett des Preßrohres umfaßte und dem Hebebaum als Widerlager und Drehachse diente, während des Sinkens des Stempels seine Lage etwas änderte. Da aber für jede einzelne Beobachtung das Verhältnis der Hebelarme eigens bestimmt wurde, so haftet den im folgenden angegebenen Drucken wohl kaum ein Fehler von mehr als 1 Proz. an.

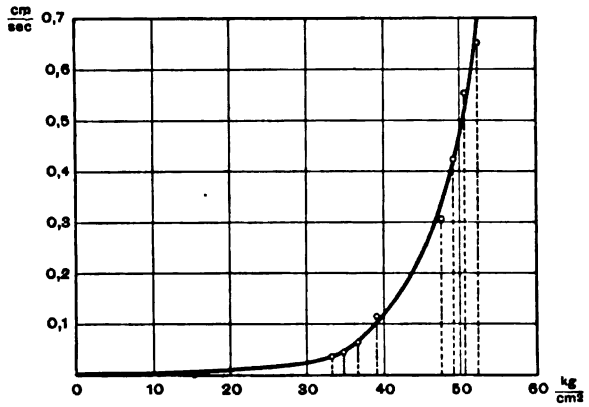
Während der Pressungen war das Eisenrohr mit reinem Schnee umgeben, dessen Temperaturen abgelesen wurden.

Beim ersten Versuch erhielt ich folgendes Ergebnis:

Zeit 17. 2. 02.	Druck $\frac{kg}{cm^2}$	Einsenkung des Stempels $\frac{sec}{cm}$	Temp. Grad
5^{6} — 5^{21} p	33,2	0,00356	0
5^{24} — 5^{30}	47,3	0,0310	0
5^{31} — 5^{36}	35,3	0,00400	0
5^{36} — 5^{41}	36,5	0,00667	0
5^{41} — 5^{46}	38,9	0,0127	0
5^{47} — 5^{49}	48,6	0,0433	0
5^{49} — 5^{52}	50,8	0,0556	0
5^{52} — 5^{55}	52,5	0,0655	0

Die Ausflußgeschwindigkeit nimmt mit wachsendem Drucke sehr rasch zu. Die Gestalt der Kurve, welche die Drucke als Abszissen, die Ausflußgeschwindigkeiten als Ordinaten hat, ist in Fig. 5 (a. f. S.) wieder gegeben.

Fig. 5.



Ausflußgeschwindigkeit des Eises bei verschiedenen Drucken.

Ein zweiter Versuch, am 19. 2. 02, gab folgende Resultate:

Zeit	Druck $\frac{kg}{cm^2}$	Einsenkung des Stempels $\frac{cm}{sec}$	Temp. Grad
1^{57} — 2^{34} p	45,4	0,00009	— 0,8
2^{36} — 3^{12}	44,0	0,00007	— 0,8
3^{15} — 3^{42}	76,0	0,000074	— 0,6
3^{42} — 3^{49}	82,5	0,000380	— 0,6
3^{52} — 4^{35}	48,6	0,000075	— 0,6
4^{41} — 4^{49}	66,7	0,00165	— 0,6
4^{53} — 4^{58}	48,2	0,00167	— 0,6
5^{04} — 5^{14}	39,3	0,00195	— 0,6
5^{15} — 5^{24}	32,8	0 000410	— 0,6
5^{25} — 5^{29}	48,0	0,00505	— 0,5
5^{30} p — 20. 2. 7^{50} a	2,3	0,000041	0
7^{50} a — 10^{50} a	2,3	0,000060	0

Diese Tabelle zeigt, daß, wenn das Fließen des Eises einmal durch hohen Druck eingeleitet ist, ein wesentlich geringerer Druck genügt, um die erzielte Ausflußgeschwindigkeit beizubehalten. Bei unveränderlichem Druck wächst also die Ausflußgeschwindigkeit mit der Zeit.

Dies bestätigt ein dritter Versuch, dem die folgende Zahlenreihe zukommt:

Zeit	Druck $\frac{kg}{cm^2}$	Einsenkung des Stempels $\frac{cm}{sec}$	Temp. Grad
9^{30} a — 10^{03} p	28,6	0	0
10^{05} p — 11^{10} p	40,6	0,000013	0
11^{10} — 1^{30}	40,8	0,000016	0
1^{33} — 2^{17}	29,8	0,000015	0
2^{18} — 2^{33}	41,2	0,000222	0
2^{33} — 2^{58}	41,2	0,000442	0
2^{58} — 3^{03}	41,2	0,000588	0
3^{09} — 3^{51}	31,7	0,000215	0
3^{51} — 4^{01}	31,7	0,000434	0
4^{03} — 4^{04}	42,0	0,00733	0
4^{08} — 4^{09}	42,0	0,00717	0

Das Anwachsen der Ausflußgeschwindigkeit mit der Zeit entspricht ganz der starken Zunahme, welche die Deformation eines durch eine große Kraft gebogenen Eiskristalles mit der Dauer der Krafteinwirkung erfährt. Während jedoch die bei der Deformation im Eiskristall auftretenden Umlagerungen nicht leicht zu verfolgen sind, kann an den Preßstücken sehr deutlich wahrgenommen werden, daß die durch den Gefrierprozeß erzeugten, radial gerichteten Eiskristalle während des Pressens zerbrechen und eine, aus kleinen Körnern bestehende Eisbreccie liefern.

Korngröße. Mit Hilfe des Mikroskopes konnten bei sechzigfacher Vergrößerung an den durch Pressen erhaltenen Eiskernen die Korngrenzen sowohl in Dünnschliffen, als an der Oberfläche der zylindrischen Kerne recht deutlich beobachtet werden. Zur Beurteilung der Korngröße wurde aus einer Anzahl gleichwertiger Beobachtungen ermittelt, wie viele Körner im Gesichtsfelde des Mikroskopes gesehen werden konnten. Alle Auszählungen auf den Querschnitten der Zylinder ergaben, daß die Kristallkörner der Randzone dieser Zylinder größer waren, als die der Kernzone. Auch für Längsschnitte fand sich dasselbe Resultat. Für eines der Preßstücke wurden auf 2,43 mm^2 des Gesichtsfeldes durchschnittlich (10 Abzählungen) gefunden:

	Randzone	Kernzone
Querschnitt	28 Körner	32 Körner
Längsschnitt	21 „	32 „

so daß sich die durchschnittliche Größe eines Kornes zu 0,029 mm^3 in der Randzone und zu 0,020 mm^3 in der Kernzone feststellen ließ.

Dieses Preßstück wurde, nachdem es mehrere Stunden in einem Raum von 0^0 aufbewahrt war, mittels einer kleinen Spindelpresse durch eine Form, deren Ausflußöffnung in der Zylinderachse lag, hindurch-

gedrückt, so daß der Durchmesser von 12 auf 7 mm herabgesetzt, der Querschnitt also fast auf ein Drittel reduziert wurde. Dabei fand eine Veränderung in der Größe der Körner statt; denn die darauffolgende Auszählung ergab für die Randzone durchschnittlich 0,053 mm^3, für die Kernzone 0,046 mm^3 als Korngröße. Die Körner sind also bei dem Umpressen größer geworden, sie sind ungefähr auf das Zweifache des ursprünglichen Volumens angewachsen.

Die Körner der Kernzone sind immer noch kleiner, als die der Randzone, wenn auch der Unterschied nicht mehr so bedeutend ist, wie vorher. Die an der Wandung des Preßrohres liegenden Eiskörnchen haben also offenbar während des Pressens mehr Gelegenheit, auf Kosten ihrer kleinen Nachbarn zu wachsen, als die der Achse zunächst liegenden. Eine besondere Orientierung der Körner nach dem Pressen konnte auch hier nicht gefunden werden. Auch eine bevorzugte Ausdehnung der Körner, welche auf eine Streckung schließen ließe, wie sie bei den Ferritkörnern des gezogenen Eisendrahtes beobachtet wurde, ist nicht festzustellen. Dabei soll allerdings erwähnt werden, daß die Deformation der Eiszylinder ziemlich rasch erfolgte. Bei den späteren Versuchen mit dem 6 cm Durchmesser besitzenden Preßkerne erfolgten die Druckwirkungen teilweise sehr langsam. Dann war das Ausflußstück kompakt, ohne Risse und zeigte in einer zu seiner Achse senkrechten Bruchfläche an der Peripherie einen Ring von festerem Zusammenhang, als ihn das Innere des Eiskernes besaß. Derselbe scheint mir die Zone abzugrenzen, in welcher während des Pressens die stärksten Veränderungen im Gefüge der Eiskörner, verbunden mit teilweiser Schmelzung, vorkamen. Sobald die Pressung mit großen Drucken rasch erfolgte, hatte das Ausflußstück viele Risse, deren Ebenen fast senkrecht zur Achse standen; der Ring war dann nicht vorhanden — ein Beweis, daß er mit der bereits oben erwähnten Schmelzung in ursächlichem Zusammenhange steht. Ein Unterschied in der Korngröße konnte bei diesen großen Ausflußstücken nicht festgestellt werden. Die Auszählungen ergaben für die Randzone die nämlichen Werte, wie für die Kernzone; aber auch bevorzugte Ausdehnungen der Körner waren nicht zu erkennen, ebensowenig wie bevorzugte Stellungen der Kristallachsen dieser Kristallbruchstücke hervortraten.

Wird bei sehr niedrigen Temperaturen mit Drucken gearbeitet, welche weit unter dem zugehörigen Schmelzdrucke liegen und werden dann dem Eise sehr langsame Formänderungen von der Größenordnung, wie sie beim Ziehen von Metalldrähten mit geringer Zugfestigkeit üblich sind, gegeben, so mag vielleicht auch die Deformation der Körner derjenigen der ganzen Eismasse parallel gehen; gerade so wie die Ferritkörner beim Drahtziehen ihre Streckung bei Temperaturen erfahren, welche weit unter dem Schmelzpunkte liegen, während bei höheren Temperaturen (Ausglühen bei 960°) auch die Körner im Drahte zusammenschmelzen, also wie beim Eis durch Umkristallisation ein

Wachstum erfahren. Sehr unwahrscheinlich ist dies nicht; denn nach Versuchen über die Ausflußgeschwindigkeit des Eises, wie sie von G. Tammann ausgeführt wurden, ist bei niedrigen Temperaturen die Zunahme der Ausflußgeschwindigkeit mit dem Druck viel langsamer, als bei 0°. Die Kurven, welche nach Tammanns Versuchen den Zusammenhang zwischen Ausflußgeschwindigkeit und Druck geben, besitzen im ganzen dieselbe Form, wie die Fig. 5 für 0° dargestellte. Mit Annäherung an 0° ändert sich bei gleichem Druck die Ausflußgeschwindigkeit sehr bedeutend. Das Eis erweicht und obwohl es ein kristallinischer Körper ist, verhält es sich ähnlich, wie Wachs; es ist, wie Tammann sich ausdrückt, „zum Fließen wie geschaffen".

Zweiter Abschnitt.

Klima der Gletschergebiete.

Sonnenstrahlung. Klima der Hochgebirge: Änderung des Luftdruckes, der Temperatur, der Feuchtigkeit und Niederschlagsmenge mit der Höhe, Schneegrenze, Klima der Schneeregion. Klima der Polargegenden: Temperatur, Niederschlag, Luftdruck und Winde. Klimaschwankungen.

Die Bildung der Gletscher ist von der Ansammlung reichlicher Schneemengen abhängig. Soweit also die klimatischen Verhältnisse maßgebend sind, müssen dieselben durch genügend tiefe Temperaturen und große Niederschlagsmengen charakterisiert sein. Solche Bedingungen sind in der Nähe der Pole sowie in größerer Höhe auch in anderen Breiten erfüllt. Wir werden demgemäß zunächst einen kurzen Überblick über die klimatischen Verhältnisse der Höhenregionen und der Polargebiete geben, um einen Teil der Existenzbedingungen der Gletscher kennen zu lernen.

Sonnenstrahlung. Die klimatischen Verhältnisse an der Erdoberfläche sind in erster Linie von der Intensität der Sonnenstrahlung abhängig. Sie werden jedoch durch die Verteilung von Wasser und Land, durch die verschiedenartige Erhebung des letzteren, sowie durch die Beschaffenheit der Atmosphäre stark beeinflußt. Sieht man von diesen, besondere Verschiedenheiten des Klimas verursachenden Faktoren ab und betrachtet man nur die Veränderungen, welche die Intensität der Sonnenstrahlung an den einzelnen Punkten der Erdoberfläche wegen der Kugelgestalt und der Bewegung der Erde erfährt, so gelangt man zu einer Beurteilung des „solaren Klimas“. Unter dieser Voraussetzung berechnete Meech die relativen Strahlungsstärken, welche pro Jahr auf die einzelnen Punkte eines Breitengrades treffen. Er setzt die auf den Äquator treffende Strahlung = 365,24 und die übrigen Zahlen geben dann „Thermaltage“ an.

Breite	Thermaltage	Breite	Thermaltage
0°	365,2	50°	249,7
10°	360,2	60°	207,8
20°	345,2	70°	173,0
30°	321,0	80°	156,6
40°	288,5	90°	151,6

Der Pol erhält also nur $41^1/_2$ Proz. der Energie zugestrahlt, die dem Äquator zukommt. Wäre die Schiefe der Ekliptik nicht vorhanden, so erhielte der Pol gar keine Strahlung. (Wenn die Ekliptikschiefe den Maximalwert von 24° 50,5′ erreicht, so fallen auf den Pol 160,0, auf den Äquator 363,5 Thermaltage.)

Es ist eine wichtige Aufgabe der Physiker, den wirklichen Betrag der zugestrahlten Energie in absolutem Maße zu bestimmen. Für die Strahlengattungen, welche meßbare Wärmewirkungen hervorbringen, ist dieselbe der Hauptsache nach gelöst. Natürlich mußte bei diesen Messungen der Einfluß der Atmosphäre berücksichtigt werden, welche einen großen Teil der zugestrahlten Wärme zu absorbieren vermag. Nach den neuesten Messungen S. P. Langleys, der mit großer Sorgfalt arbeitete, kann angenommen werden, daß ein Quadratzentimeter, der an der Grenze der Atmosphäre senkrecht zur Richtung der Sonnenstrahlen steht, pro Minute rund drei Grammkalorien erhält. Das Strahlenbündel, welches die Erdoberfläche trifft, würde derselben (ohne Atmosphäre) während eines Jahres $2011 . 10^{21}$ Grammkalorien zusenden; diese Wärmemenge würde ausreichen, um eine Eisschicht von 53,8 m Dicke zu schmelzen.

Die Atmosphäre läßt jedoch nicht die ganze Energiemenge durch; bei ganz klarer Luft, reinem blauen Himmel erreichen 71 Proz. der roten, 64 Proz. der hellsten gelben und 40 Proz. der violetten Strahlen die Erdoberfläche. Es gehen durchschnittlich fast 50 Proz. verloren. Die ultravioletten Strahlen werden in 3100 m Höhe (Sonnblick) zu 60 Proz., in 1600 m Höhe (Kolm Saigurn) zu 70 Proz., in 90 m Höhe (Wolfenbüttel) zu 83 Proz. absorbiert, wie vergleichende Messungen von Elster und Geitel gezeigt haben. Die ultraroten Strahlen dagegen, welche große Wellenlängen besitzen, werden nach Langleys neuesten bolometrischen Untersuchungen, die sich bis zur Wellenlänge von 5,3 μ erstrecken, nur teilweise in der Atmosphäre vernichtet; der weitaus größte Teil erreicht die untere Grenze derselben. Strahlen von noch größerer Wellenlänge scheinen aber wieder stark absorbiert zu werden.

Ältere wie neue Versuche lehren übereinstimmend, daß die Atmosphäre in den unteren, dichten Schichten weit stärker absorbiert, als in den oberen; insbesondere aber hat sich ergeben, daß die der Luft beigemengten Bestandteile, Wasserdampf und Kohlensäure, an denen die untersten Luftschichten besonders reich sind, die Hauptursache der Absorption sind. Je dicker die von der Strahlung durchsetzte Luftschicht ist, um so größer wird der Verlust; daher nimmt die Intensität der Strahlung am Erdboden rascher als der Sinus des Einfallswinkels ab; denn bei niedrigem Sonnenstande ist die zu passierende Luftschicht viel dicker als bei hohem.

Änderung des Luftdruckes mit der Höhe. In größerer Höhe über dem Erdboden nimmt der Luftdruck ab. Die Änderung ist ziem-

lich regelmäßig und kann, wenn die mittlere Temperatur bekannt ist, ziemlich genau berechnet werden. Sie ist bei niedriger Temperatur geringer als bei hoher. Folgende kleine Tabelle gibt eine Übersicht der Luftdruckabnahme.

Seehöhe	Temperatur 0° Mittlerer Luftdruck	Temperatur +10° Mittlerer Luftdruck	Temperatur +20° Mittlerer Luftdruck	Höhenänderung pro mm Druckdifferenz
m	mm	mm	mm	m
0	762	762	762	10,5
1000	671	675	678	11,8
2000	590	596	601	13,4
3000	517	525	532	15,1
4000	452	461	470	17,2
5000	394	404	415	19,6
6000	343	353	364	22,5

Der niedrige Luftdruck hochgelegener Gebirgsgegenden übt auf den Organismus des Menschen erschlaffende Wirkungen aus, die wohl hauptsächlich dem durch gesteigerte Atemtätigkeit verursachten Arbeitsaufwand zuzuschreiben sind (Bergkrankheit).

Die unregelmäßigen Schwankungen des Luftdruckes nehmen mit der Höhe ab; die jahreszeitlichen Schwankungen aber sind oben größer als unten. Wegen der Temperaturänderung der Luftschichten wird der Winter in der Höhe den niedrigsten, der Sommer den höchsten Luftdruck veranlassen. Das ist gerade das Gegenteil von dem, was in den unteren Niveaus beobachtet wird.

Ort	Höhe	Luftdruck: Winter	Luftdruck: Sommer	Schwankung
	m	mm	mm	mm
St. Bernhard	2480	559,7	568,5	8,8
Theodulpaß	3333	501,6	512,0	10,4
Pikes Peak	4308	444,3	459,2	14,9

Änderung der Temperatur mit der Höhe. Die Wärmemenge, welche die Sonne der Erde zustrahlt, wird in der Luft zum Teil absorbiert, und zwar um so stärker, je dichter die Atmosphäre ist. Es müssen also die der Erdoberfläche benachbarten dichteren Luftschichten eine höhere Temperatur erhalten als die oberen dünnen. Die Sonnenstrahlung, welche den Erdboden trifft, wird diesen erwärmen; seine Temperatur wird wesentlich höher als die der umgebenden Luft, weil

er als dunkler Körper viel stärker absorbiert. Die Erwärmung konzentriert sich in den obersten Schichten des Bodens und dieser wird, da er einen Teil seiner Wärme der ihn berührenden Luft mitteilt, zu einer kräftigen Wärmequelle für letztere.

Die Temperatur der Luft muß also von unten nach oben abnehmen; aber in der freien Atmosphäre muß die Abnahme größer sein als in gleicher Höhe einer Gebirgsgegend, weil dort die Erwärmung vom Boden her nicht so weit nachwirken kann.

Während der Nacht tritt Ausstrahlung ein; die Erdoberfläche sendet dunkle Strahlen von großer Wellenlänge durch die Atmosphäre in den Weltraum. Aber diese Strahlung wird in der Luft viel stärker absorbiert als die helle Sonnenstrahlung, welche tags über in entgegengesetzter Richtung kam.

Die Atmosphäre läßt daher mehr Wärme von der Sonne zur Erdoberfläche, als von dieser in den Weltraum gelangen; sie begünstigt eine Aufspeicherung der Wärme in der Nähe des Bodens, welche in den unteren trüben und dichten Luftschichten größer ist als in den dünnen, reinen Schichten, die in größerer Höhe lagern.

So gestaltet sich ein Temperaturunterschied der Luft, welche im Hochgebirge dem Boden benachbart ist, gegenüber der im Flachlande; denn wenn auch die von der Sonne direkt bestrahlten Berggipfel bei Tage und bei reiner Luft sehr stark erwärmt werden, so kühlen sie sich wegen der intensiven Ausstrahlung in der Nacht um so stärker wieder ab, und die dünne Luft kann auch von der dunkeln Strahlung im gleichen Maße weniger festhalten als von der Energie der Strahlen von kurzer Wellenlänge.

Die am Erdboden erwärmte Luft steigt in die Höhe; sie führt also den oberen Luftschichten Wärme zu. Jedoch muß sie sich dabei selbst abkühlen, da sie wegen der Druckabnahme ein größeres Volumen einzunehmen strebt. Theoretisch wäre die Abnahme der Temperatur aufsteigender Luft rund 1^0 bei Erhebung um 100 m. Es kann also die Erwärmung der Luft über dem Erdboden nicht bis zu beliebig großen Höhen über demselben fortschreiten, und die Temperaturverhältnisse der Atmosphäre werden von einer gewissen Höhe an hauptsächlich durch die Absorption der einstrahlenden Sonnenenergie bestimmt. Kalte Luft, welche sich in den hohen Schichten findet, würde beim Herabsinken um je 100 m um 1^0 erwärmt. Solange also nicht besondere Bewegungen im Luftmeere auftreten, wird eine Kälteinvasion aus der Höhe nicht bis an die Erdoberfläche reichen.

In Wirklichkeit erfolgt die Temperaturabnahme mit der Höhe viel langsamer, als es dem auf theoretischem Wege ermittelten Werte entspricht.

H. B. de Saussure hat die ersten genaueren Beobachtungen über das Maß der Temperaturabnahme mit der Höhe ausgeführt. Er war 1788 auf dem 3405 m hohen Col du géant während 14 Tagen mit

physikalischen Messungen beschäftigt. Aus gleichzeitigen Beobachtungen in Genf und Chamonix ergab sich als mittlere Temperaturänderung für 100 m Höhenunterschied der Betrag von 0.63° C.

Seitdem sind zahlreiche ähnliche Bestimmungen ausgeführt worden, welche für die verschiedenen Gebirgsländer der Erde die Abnahme der Temperatur mit der Höhe angeben. Für eine Reihe von Fällen konnte J. Hann aus den Jahresmitteln benachbarter, aber verschieden hoch gelegener meteorologischer Stationen die Mittelwerte der Temperaturänderung bestimmen. Er fand für 10 tropische Gebirgsländer 0.56° (Extreme 0,51 und 0,65), für 17 außertropische 0.57° (Extreme 0,45 im Kaukasus und 0,75 in Kalifornien) Abnahme pro 100 m Erhebung.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe ist also für die tropischen Gebirge im Mittel dieselbe wie für die außertropischen bis zu 60° nördl. Br., und obwohl die Differenzen der Einzelwerte für letztere zwischen ziemlich weiten Grenzen schwanken, ergibt sich keine Beziehung zwischen der Temperaturabnahme mit der Höhe und der geographischen Breite.

Von Einfluß ist die Exposition. Auf der Nordhalbkugel ist die Wärmeabnahme für die Südseite der Gebirge größer als für die Nordseite; sie beträgt für die Schweizer Alpen nach Hirsch 0,69° auf der Südseite, 0,55° auf der Nordseite; in den Ostalpen 0,60° auf der Südseite, 0,51° auf der Nordseite; Erzgebirge Nordseite 0,55°, Südseite 0,63°. Herzegowina (Bjelašnica) Nordseite 0,58°, Südseite 0,73°. Für die allgemeinen kontinentalen Landerhebungen dürfte die Wärmeabnahme mit der Höhe näher an 0,4° als an 0,5° liegen.

Übrigens zeigt diese Größe eine jährliche Periode, welche aus der folgenden Tabelle klar ersichtlich ist.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Harz	0,43°	0,67°	0,69°	0,51°	0,58°
Erzgebirge	0,43	0,67	0,68	0,58	0,59
Schweiz	0,45	0,67	0,73	0,52	0,58
Ostalpen, Nordseite . . .	0,34	0,60	0,62	0,57	0,51
„ Südseite . . .	0,50	0,66	0,67	0,57	0,60
Kärnten	0,26	0,57	0,58	0,42	0,46
Herzegowina, Nordostseite	0,46	0,72	0,63	0,50	0,58
„ Südwestseite	0,69	0,79	0,78	0,66	0,73

Die Schwankungen sind auf der Nordostseite viel bedeutender als auf der Südwestseite, von welcher die feuchten Winde kommen.

Aus 40jährigen Beobachtungsreihen von 360 Stationen ermittelte F. Augustin folgende Zahlen für die vertikale Temperaturabnahme pro 100 m in den Sudetenländern:

	Jahr	Maximum	Minimum
Erzgebirge, Nordseite	0,54°	Mai 0,64°	Jan. 0,43°
„ Südseite	0,58	„ 0,73	„ 0,35
Riesengebirge, Nordseite	0,58	„ 0,70	„ 0,41
„ Südseite	0,61	„ 0,78	„ 0,36
Sudeten, Nordseite	0,57	„ 0,69	„ 0,38
„ Südseite	0,57	Juni 0,64	„ 0,30
Böhmerwald	0,55	Mai 0,70	„ 0,31
Böhmisch-österreichisches Bergland	0,51	„ 0,67	„ 0,32
Böhmisch-mährisches Bergland . .	0,64	„ 0,72	„ 0,54
Mittel	0,57°	0,70°	0,38°

Die Paßstationen des Kaukasus, welche rund 2000 m hoch liegen, zeigen im Winter eine Wärmeabnahme von 0,30°, im April von 0,57° pro 100 m.

Für die Gipfelstationen Ben Nevis, Sonnblick und Pikes Peak, welche mit den benachbarten Stationen an den Berghängen verglichen wurden, ergeben sich folgende Jahreszeitenmittel aus den lokal nicht beeinflußten Werten: Winter 0,58°, Frühling 0,71°, Sommer 0,70°, Herbst 0,61°. Die jahreszeitliche Schwankung erscheint also für diese freiliegenden Stationen geringer.

Die geringe Änderung der Temperatur mit der Höhe, welche an anderen Stellen für die Winterzeit beobachtet wurde, hat ihren Hauptgrund in der lokalen Erkaltung der Täler.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe ist in den Gebirgen auch von der Bewölkung abhängig. Sie ist bei heiterem Wetter kleiner als bei trübem und beträgt im Jahresmittel 0,32° bzw. 0,62° pro 100 m.

Von 240 Ballonaufstiegen, die 1898, 1899 und 1900 stattfanden, konnte L. Teisserenc de Bort die Mitteltemperaturen mitteilen, welche in 0 bis 5 bzw. 5 bis 10 km über dem Boden herrschen. Aus seinen Angaben leitete J. Hann als Werte der Temperaturänderung mit der Höhe in der freien Atmosphäre die folgenden ab:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	
Boden bis 5000 m . . .	0,42°	0,46°	0,48°	0,40°	0,44°	pro 100 m
5000 bis 10000 m . . .	0,65	0,66	0,72	0,70	0,68	

Zwischen 0 und 5000 m ist also die Wärmeabnahme in der freien Atmosphäre wesentlich geringer, als sie in den Gebirgen gefunden wurde. Die Ursache liegt nach Hann wahrscheinlich darin, daß diese

Zahlen den frühen Morgenstunden, also der kleinsten Wärmeabnahme nach oben entsprechen und deshalb Minimalwerte darstellen.

Eine weitere Zusammenstellung des Temperaturgradienten in der freien Atmosphäre gibt H. Hergesell nach den Ergebnissen der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten. Danach ist die mittlere Temperaturabnahme pro 100 m zwischen:

0 bis 1 km	1 bis 2 km	2 bis 3 km	3 bis 4 km	4 bis 5 km	5 bis 6 km	6 bis 7 km
0,50°	0,50°	0,54°	0,53°	0,64°	0,69°	0,66°

Berücksichtigt man die Erwärmung der Luft durch den Boden, so erklärt sich die verhältnismäßig geringe Temperaturabnahme in den unteren Schichten. Im großen und ganzen gehen die Zahlen, welche für die freie Atmosphäre gefunden wurden, denen von den Gebirgsstationen parallel und zeigen, daß die Temperaturabnahme in Wirklichkeit bedeutend kleiner ist, als die Theorie verlangt. Es tritt zu der Erwärmung der Luft durch die absorbierte Sonnenstrahlung eben noch eine andere Wärmequelle, welche die oberen Luftschichten auf höherer Temperatur erhält: die Kondensation des Wasserdampfes bei aufsteigender Luftbewegung. Sobald diese eintritt, findet Wärmeentwickelung statt, und deshalb wird sich aufsteigende feuchte Luft wesentlich (fast dreimal) langsamer abkühlen als trockene.

Übrigens existiert in Höhen über 8000 m eine Schicht in der Atmosphäre, in welcher die Temperatur eine sehr geringe Abnahme erfährt; ja es wurden in dieser auf mehrere Kilometer Dicke zu bemessenden Schicht selbst Zunahmen der Temperatur registriert. Dies Ergebnis liefern sowohl die Ballonaufstiege, welche L. Teisserenc de Bort veranlaßte, bei denen mehr als 70 „Ballons sondes“ eine Höhe von 14 km erreichten, als auch die gelegentlich der internationalen Ballonfahrten vor allem in Berlin aufgelassenen Ballons, von denen mehrere schon bis zu 18000 und mehr Meter hoch kamen.

Ein Auszug aus L. Teisserenc de Borts Tabelle gibt als:

	Barometer-Maximum	Barometer-Minimum
Höhe der isothermen Zone	11,9 km	10,8 km
Höhe der Zone mit Temperaturabnahme unter 0,4° pro 100 m	11,1 „	9,6 „
Höhe der Zone des Maximums der Wärmeabnahme	8,3 „	7,9 „
Temperaturabnahme daselbst (pro 100 m) . . .	0,91°	0,90°

Während also die Temperaturabnahme pro 100 m Höhe vom Erdboden aus bis zur Höhe von etwa 8 km beständig wächst und dort fast

den für adiabatische Zustandsänderung nach der Theorie verlangten Wert erreicht, findet von hier an eine Verminderung dieser Abnahme bis auf 0° statt. Bis zur Höhe von 8 km herab macht sich demnach der Einfluß einer Konvektionsströmung geltend, über deren Verlauf gegen die Pole hin bisher noch nichts bekannt ist.

Die Temperaturschwankungen nehmen mit der Höhe ebenfalls ab. So beträgt die mittlere tägliche Wärmeschwankung im Juli und August

in Chamonix	bei	1035 m	Höhe	14,2°
auf dem St. Bernhard	„	2470 „	„	4,4
„ den Grands Mulets	„	3010 „	„	4,9
„ dem Montblanc	„	4810 „	„	3,5

Ein ähnliches Ergebnis liefern die Beobachtungen von Klagenfurt, dem Hochobir und dem Sonnblick.

Tägliche Schwankung.

	Klagenfurt 450 m	Obir 2140 m	Sonnblick 3100 m	Zugspitze 2964 m
Winter	5,5°	0,9°	1,1°	6,1°
Frühling	9,1	2,0	2,4	4,5
Sommer	9,6	3,5	2,2	4,1
Herbst	5,7	1,4	1,5	4,7
Jahr	7,5	1,8	1,7	4,8

Wie die tägliche, so ist auch die jährliche Amplitude der Temperatur um so geringer, je höher der Beobachtungsort liegt:

	Täler	Hochtäler	Gipfel
Höhe	400 m	1900 m	2400 m
Amplitude	21,9°	18,2°	15,5°

Der tägliche Gang der Temperatur ist sehr verschiedenartig für die einzelnen Orte eines Gebirges und durch Exposition, je nachdem der Sonnenschein während der Morgen- und Abendstunden verkürzt wird, dann aber durch lokale Winde stark beeinflußt.

Die Temperaturverhältnisse der Hochgebirgsregion (in den Alpen) nähern sich in Bezug auf Veränderlichkeit denen der Küstengebiete. Die Schwankungen sind kleiner als in tief gelegenen Orten des Binnenlandes. Die Beobachtungen auf der Zugspitze, die sich allerdings erst auf ein Jahr erstrecken, zeigen dagegen eine weit größere Schwankung; es ist dies wohl auf die Lage am Rande des Gebirges zurückzuführen.

In den Hochländern der Kontinente jedoch, die weit ab von den Küsten liegen, sind die Temperaturschwankungen auch noch recht bedeutend. So fand Przewalszkij im nördlichen Tibet selbst im Dezember noch eine tägliche Schwankung von 17,3° und Sewerzows Beobachtungen auf dem Pamirplateau (3000 bis 4000 m) ergaben für August und September eine tägliche Amplitude von 25°. Diese bedeutenden Schwankungen, welche auch in ähnlichem Betrage für die Hochtäler der nordamerikanischen Plateaus westlich von St. Louis gefunden wurden, sind durch die günstigen Verhältnisse der Wärmezustrahlung und der nächtlichen Wärmeausstrahlung bedingt.

Änderung der Luftfeuchtigkeit, Bewölkung und Niederschlagsmenge. Bei bestimmter Temperatur kann die Luft nur eine bestimmte Menge Wasserdampf enthalten, solange der Druck unveränderlich ist. Sinkt die Temperatur, so nimmt die Dampfmenge rasch ab. Sinkt der Druck, so kommt wegen der Volumvergrößerung auf die Raumeinheit ein kleineres Dampfquantum als zuvor.

Da mit zunehmender Höhe sowohl Luftdruck als Temperatur abnehmen, so muß der Wasserdampfgehalt der oberen Luftschichten wesentlich kleiner sein, als der der unteren.

Ist also das Gleichgewicht in der Atmosphäre gestört und wird feuchte Luft gegen einen Gebirgskamm getrieben, so muß dieselbe beim Aufsteigen sich abkühlen; die Temperaturerniedrigung kann leicht einen derartigen Betrag erreichen, daß Kondensation eintritt und eine reichliche Ausscheidung von Niederschlägen erfolgt.

Der Gebirgskamm wird, wenn er genügend hoch ist, von einer wasserdampfarmen Luftmenge überschritten, welche nun auf der Leeseite herabsinkt, sich dabei erwärmt und als trockener, in hohem Maße durchsichtiger Luftstrom (Föhn) talaus zieht.

Hinreichend hohe Gebirge haben also in Gegenden mit vorherrschend feuchten Winden, die gegen die Flanke des Gebirgszuges wehen, großen Einfluß auf die Scheidung feuchter und trockener Landstriche, die in relativ geringer Entfernung voneinander liegen.

Wenn aber die Windrichtung häufig wechselt, so sind auch die Feuchtigkeitsverhältnisse in größeren Gebirgstälern sehr veränderlich. Volle Sättigung der Luft mit Wasserdampf, Bildung von dichten Nebeln werden rasch durch große Trockenheit abgelöst, welche auf eine absteigende Luftbewegung oder auf Windstille zurückzuführen ist. Die Schwankungen im Feuchtigkeitsgehalte sind daher auch auf den Bergen, besonders auf isolierten Gipfeln allenthalben groß gefunden worden.

Der Winter ist auf den mitteleuropäischen hohen Bergen die trockenste und heiterste Jahreszeit; Frühling und Sommer sind feucht und trüb. Es ist der jährliche Gang der Feuchtigkeit gerade umgekehrt wie in den Niederungen, wo im Winter eine feuchte Luftbank in geringer Höhe über dem Boden bleibt oder auf demselben unmittel-

bar aufruht, während diese feuchte, wolkenreiche Luftschicht im Sommer in bedeutende Höhe aufsteigt.

Bei klarem Wetter ist die Luft in den Hochgebirgen ungemein trocken, insbesondere über den ausgedehnten Schneeflächen. Wegen des geringen Druckes findet in der trockenen Luft die Verdunstung sehr rasch statt; die Haut des Touristen wird trocken und spröde, weil der Schweiß verdunstet, und das Durstgefühl wird wegen der gesteigerten Transspiration erhöht.

Die Schwankungen des Wasserdampfgehaltes der Luft auf den Bergen drücken sich natürlich sehr deutlich durch die Veränderung der Bewölkung und diese wenigstens für die Tageszeit durch die Schwankungen der Sonnenscheindauer aus.

Die Beobachtungen am Sonnblick und Obir ergeben übereinstimmend, daß die Sonnenscheindauer im Winter einen weit größeren Bruchteil der kurzen Tageszeit ausmacht als im Sommer von der längeren. Im Winter ist die Häufigkeit des Sonnenscheins von 11 bis 1 Uhr mittags am größten; gegen den Sommer hin verschiebt sich die Zeit größter Häufigkeit des Sonnenscheins auf 8 bis 9 Uhr vormittags, während um die Mittagsstunden selbst die Bewölkung rasch zunimmt.

Änderung des Niederschlages mit der Höhe. Mit der Annäherung an die Gebirge nimmt die Niederschlagsmenge zu. Dafür gibt Blanford folgendes Beispiel aus Indien (Cherrapandschi).

Ort	Dacca	Bogra	Mymensingh	Silhet
Entfernung vom Fuße des Khassiagebirges	161	96	48	32 km
Regenmenge	191	231	274	380 cm

Die vier Orte liegen in einer Seehöhe von etwa 20 m. Es macht sich also die kondensierende Wirkung, welche das Gebirge auf die Luftfeuchtigkeit ausübt, schon auf größere Entfernungen geltend. Ähnliche Verhältnisse herrschen in der Nähe des Kamerungebirges.

Aus den oben schon angeführten Gründen ist die den vorherrschenden Winden zugekehrte Seite der Gebirge die „nasse Seite". Folgende Beispiele mögen als Belege dafür dienen.

Jährlicher Regenfall:

Westküste Norwegens	100	bis	190 cm
Inneres Norwegen	50	„	60 „
Westseite von Schottland	120	„	300 „
Ostseite Schottlands	60	„	80 „
Westseite von Neuseeland (Südinsel) . .	über		250 „
Ostseite von Neuseeland	60	„	80 „
Neusüdwales, Küste	124	„	188 „

Inneres Neusüdwales	30 cm
Insel Mauritius, Ostseite	360 „
„ „ Westseite	71 „
Hawaii-Inseln, Nordostseite	400 „
„ Westseite	140 bis 89 „
Burma, Westküste von Hinterindien	400 „ 500 „
Irawadital (hinter den Arakan Hills)	100 „

Im Innern der Gebirge nimmt die Niederschlagsmenge wieder ab. Für das Inntal ergeben sich folgende Regenmengen:

Rosenheim	138 cm	Zernetz	59 cm
Innsbruck	87 „	Bevers	79 „
Landeck	57 „	Sils	95 „
Remüs	57 „		

Im anschließenden Bergell hat Castasegna 145 cm.

Das rings von hohen Bergen eingeschlossene untere Engadin gehört zu den trockensten Gebieten der Alpen. Der Regen kommt im Inntal sowohl von unten her, als über den niedrigen Malojapaß und wird in der Mitte der großen Innfurche am schwächsten.

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt das Rhonetal. Vom Genfer See bis gegen Brig hin nimmt die jährliche Niederschlagsmenge ab. Um Sieders liegt die trockenste Gegend der ganzen Schweiz. Von hier an bis hinauf nach Oberwald zeigt sich eine Zunahme der Niederschläge, welche der Hauptsache nach auf das allgemein beobachtete Steigen der Niederschläge mit wachsender Höhe zurückzuführen ist.

Niederschlagsmengen von 1900:

	Brig	Fiesch	Reckingen	Oberwald
mm	589	889	1037	1143
Seehöhe in m	660	1071	1330	1371

Weitere Beispiele für Zunahme der Niederschläge mit der Höhe geben:

		Niederschläge	Seehöhe	
Für die Schweiz:	St. Bernhard	1608 mm	2472 m	1900
„ „ „	Martigny-Ville	878 „	477 „	
„ „ „	Säntis	2425 „	2504 „	
„ „ „	Ebnat	1650 „	642 „	
„ das Sonnblickgebiet:	Rauris	992 „	912 „	1899
„ „ „	Bucheben	1307 „	1200 „	
„ „ „	Sonnblick	1618 „	3106 „	
„ die Herzegowina:	Mostar	163 cm	59 „	1902
„ „ „	Sarajewo	98 „	537 „	
„ „ „	Bjelašnica	237 „	2067 „	

Mostar liegt noch ziemlich nahe der adriatischen Küste, von welcher aus die südlichen, feuchten Winde in das Land wehen. Sarajewo liegt auf der Ostseite des Gebirgszuges, von dem die Luft bereits mit geringem Feuchtigkeitsgehalte herabfällt.

In den Kvickjockfjellen (schwed. Lappland) fand A. Hamberg vom 1. September 1899 bis 1. September 1900 folgende Niederschlagsmengen:

Seehöhe	1530 m	Niederschlag	3000 mm
„	1050 „	„	900 „
„	336 „	„	750 „

Für die deutschen Mittelgebirge ergibt sich folgende Tabelle:

Seehöhe . .	100—200	200—300	300—400	400—500	500—700	700—1000 m
Regenfall .	58	65	70	78	85	100 mm

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse für Böhmen.

Eine Karte der Niederschlagsverteilung in Ungarn, welche Oskar Raum entwarf, sieht einer Höhenschichtenkarte des Landes ziemlich ähnlich. Die Linien gleicher Regenfallhöhe schmiegen sich der Konfiguration des Bodens an. Im Alföld, der großen ungarischen Tiefebene, beträgt die jährliche Regenmenge 500 bis 600 mm, während sie in den Karpathen und den transsylvanischen Alpen bis über 1600 bzw. 1400 mm ansteigt.

Mit Überschreitung der Kammhöhe nimmt die Regenmenge wieder ab; dafür gibt J. Hann das folgende Beispiel aus der Gegend des Arlberges:

	Seehöhe	Regenmenge
Bludenz	590 m	120 cm
Klösterle	1060 „	138 „
Stuben	1410 „	173 „
St. Christoph	1800 „	182 „
St. Anton	1300 „	83 „
Landeck	800 „	57 „

Dasselbe zeigt sich sehr deutlich in R. Billwillers Karte der Regenverteilung in der Schweiz (1864 bis 1893).

Erreicht die Höhe eine gewisse Größe, so nimmt die Menge des Niederschlages wieder ab. Aus den Beobachtungen vieler Schweizer Stationen, die einen Zeitraum von teilweise 30 Jahren umfassen, bestimmte R. Billwiller die Höhe der Zone des maximalen Niederschlages am Nordabhange der Alpen zu etwas über 2000 m (Säntis 2504 m liegt darüber); am Südabhange liegt sie höher. Dort ist auch

wegen des steileren Abfalles und wegen der feuchten, vom Mittelmeer her wehenden Winde der Betrag der Niederschläge größer. J. Hann nimmt für die gesamten Alpen die Höhenlage der Zone maximaler Niederschläge zu „wenig über 2000 m“ an. In den Ostalpen fehlen bislang Beobachtungsreihen, aus denen über Lage und Wanderung dieser Zone zuverlässige Schlüsse gezogen werden könnten.

J. Vallots Beobachtungen im Montblancgebiet ergaben, daß die Schneeschichten, welche alljährlich anfallen, im Laufe von 15 Jahren in eine 15 m dicke Schicht körnigen Eises vom spezifischen Gewicht 0,6 (Mittel) umgewandelt werden. Daraus schätzt Vallot die Höhe des Niederschlages auf dem Montblancgipfel zu 0,6 bis 1,0 m pro Jahr. Beim Hospiz auf dem Großen St. Bernhard (2471 m) werden jährlich 1,30 m Niederschlag (Mittel) gemessen.

Die Zone maximalen Niederschlages existiert besonders ausgeprägt in den Tropen. Sie liegt in den westlichen Ghats (Ostindien) bei etwa 1400 m, auf Java bei etwa 1000 m; im nordwestlichen Himalaja zur Zeit der Monsunregen bei 1270 m.

In Zentralasien wurden von Sewerzow Beobachtungen angestellt, aus denen die Hebung, welche die Wolken- und Regenregion vom Winter zum Sommer erfährt, ersichtlich ist. Die Zone der Winterschneewolken befindet sich hier in der Höhenlage der Tannenwälder (2500 bis 3000 m). In tieferen Lagen fehlen die Wälder wegen der geringen Feuchtigkeit. Die höheren Regionen erhalten wenig Winterschnee, aber ausgiebige Sommerregen, die den Graswuchs derart begünstigen, daß gute, während des ganzen Jahres benutzte Weideplätze bestehen, die fast ganz schneefrei sind. Wood fand am Pamirplateau in der Höhe 4880 m Winterlager der Kirgisen. Das Hochland war schneefrei, während der Weg dahin durch tiefen Schnee führte. Auch Sven Hedin fand in der Höhe von 4356 m am östlichen Ausgange des Arka tag solche Winterlager und ausgedehnte Weideplätze mit Süßwassertümpeln.

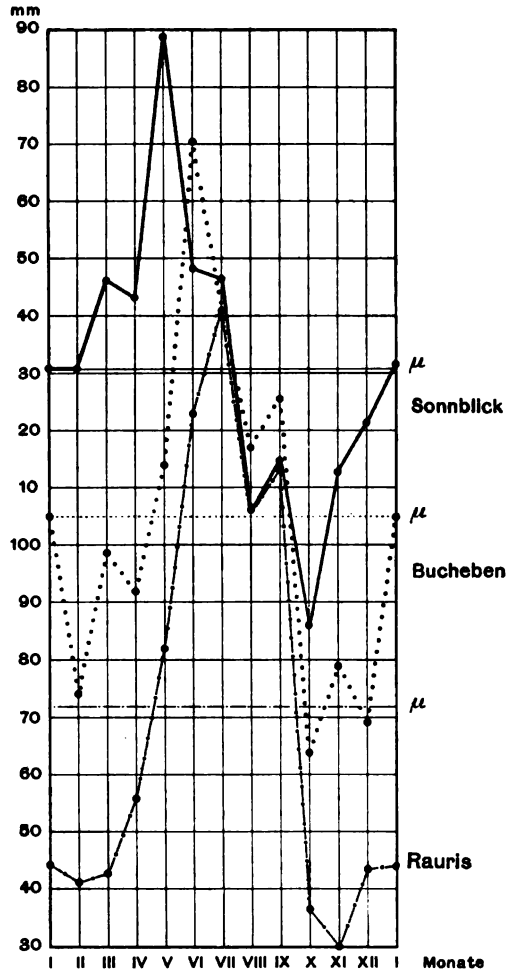
Es ist höchst wahrscheinlich, daß die Zone maximaler Niederschläge auch in gemäßigten Breiten mit weniger ausgeprägtem Kontinentalklima ähnlichen Schwankungen der Höhenlage unterworfen ist. Vielleicht steht auch hier (in den Alpen etwa) die Baumgrenze mit diesen Schwankungen in direktem Zusammenhange. Wenigstens kommt E. Imhof, der die Waldgrenze in der Schweiz näher untersuchte, zu einem Ergebnis, das er in folgenden Satz zusammenfaßt:

„Die Waldgrenze liegt in derjenigen Höhe, von der an aufwärts einerseits die Wärmeverhältnisse der Luft und des Bodens ihm auch im Sommer nicht mehr genügen, andererseits die trockenen Winterwinde zu häufig und zu heftig werden.“

Infolge der großen Bodenwärme, welche die gesteigerte Insolation in großer Höhe verursacht, heben sich auch die Vegetationsgrenzen, so daß in den Gebieten größter Massenerhebung auch die Waldgrenze

höher liegt, als in benachbarten, geringere Höhen erreichenden Gebieten. Da aber die Vegetation nicht allein von der Temperatur, sondern auch von der Feuchtigkeit abhängt, so ist es wahrscheinlich, daß in ähnlicher Weise, wie in den Voralpen (Säntisgebiet) die Baumgrenze um etwa 400 m unter der Zone des maximalen Niederschlages bleibt, letztere auch in den höchsten Erhebungen, im Monterosagebiet und in Graubünden, um einen ähnlichen Betrag höher liegt als die Wald- und Baumgrenze. Damit wäre allerdings nur die Höhenlage der Maximalzone des Niederschlages zu etwa 2600 bis 2700 (Graubünden) bzw. 2700 bis 2800 (Wallis) im Jahresmittel ungefähr anzugeben. Über die Hebungen und Senkungen, die sie erfährt, läßt sich mangels genügenden Beobachtungsmateriales bisher nichts aussagen.

Fig. 6.



Niederschlagsmengen im Sonnblickgebiet.

Seit 1897 bzw. 1898 werden in Rauris und Bucheben korrespondierende Beobachtungen mit der Station auf dem Sonnblick durchgeführt. Zeigen sich auch im allgemeinen die Verhältnisse so, wie sie oben für die jährlichen Niederschlagsmengen pro 1899 angegeben wurden, so sind doch mehrmals in der Zeit des Hochsommers die monatlichen Niederschlagssummen in Bucheben und sogar in Rauris größer als auf dem Sonnblick.

Die Fig. 6 zeigt die Schwankungen der an den drei benachbarten Stationen gemessenen Beträge. Das Maximum der Niederschläge verschiebt sich, je weiter man nach oben steigt, mehr gegen das Frühjahr,

während das mittlere Minimum in die Monate Oktober und November fällt. Länger fortgesetzte Beobachtungsreihen geben hier aber möglicherweise noch andere Resultate, so daß wir dem bisherigen Ergebnis noch keinen besonderen Grad der Sicherheit beimessen können und auch auf die Schwankungen der Zone maximalen Niederschlages keinen weiteren Schluß ziehen wollen.

Über dem Mittel sind die Niederschlagsbeträge:

auf dem Sonnblick (3106 m) . . . von Mitte Februar bis Mitte Juli
in Bucheben (1200 m) . . . . . „ „ April „ „ Juli
in Rauris (912 m) . . . . . „ „ April „ „ Juli

Schnee. Bei niedriger Temperatur erfolgt die Kondensation des Wasserdampfes in der Luft derart, daß er sofort in den festen Aggregatzustand übergeht und als Schnee auf den Boden gelangt. Gelegentliche Schneefälle gibt es in geringer Meereshöhe in ganz Südeuropa, in Nordafrika und Kleinasien. In den Ebenen im inneren Südamerika kommen Schneefälle bis gegen den Wendekreis vor.

Verbindet man alle Punkte untereinander, welche zu einer bestimmten Zeit an der Grenze schneefreien und schneebedeckten Gebietes liegen, so erhält man die temporäre Schneegrenze. Die Lage derselben ist natürlich mit der Jahreszeit verschieden; im Winter liegt sie tief, im Sommer hoch. Der Wanderung dieser temporären Schneedecke in den Alpen haben mehrere Forscher ihre Aufmerksamkeit gewidmet.

Denzler hat für die Nordostschweiz und das Säntisgebiet folgende Daten über das Sinken derselben im Spätjahr und das Ansteigen im Sommer (aus einer 30jährigen Beobachtungsreihe) gewonnen:

Höhe der temporären Schneegrenze in Meter.

	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
1—10	690	810	1220	1750	2340	?	?	1980	1190	820
11—20	730	900	1250	1930	?	?	?	1730	1000	740
20—30	730	1020	1470	2060	?	?	2030	1510	870	?

Mitte März und Mitte Dezember liegt die temporäre Schneegrenze gleich tief. Im Juli und August erreicht sie ihren höchsten Stand und geht häufig über den Gipfel des Säntis empor. Noch Ende Oktober liegt sie höher als im Mai, entsprechend dem späten Frühlingsbeginn und dem langen Nachsommer im Hochgebirge.

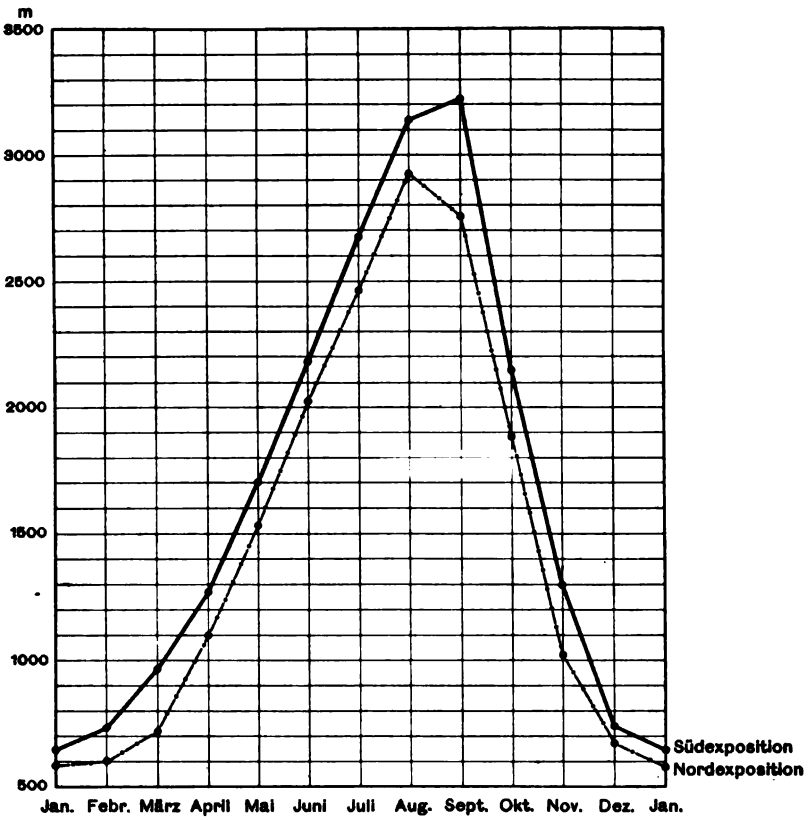
Die Ergebnisse einer 15jährigen Beobachtungsreihe, die A. von Kerner im Inntal bei Innsbruck anstellte, veranschaulicht Fig. 7.

Die Zahl der Schneetage wächst natürlich mit der Höhe, und Kerner findet für die Dauer der Schneedecke:

Höhe in m . . .	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400
Tage	86	102	122	134	163	194	214	231	253	285

Die Zunahme der Dauer der Schneedecke ist nicht ganz regelmäßig; im Mittel beträgt sie etwa 11 Tage für 100 m Höhe.

Fig. 7.



Schwankung der temporären Schneegrenze im Inntal.

Die Lufttemperatur an der temporären Schneegrenze ist nach J. Hann unter 47° nördl. Br.

	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
°C	2,3	5,7	6,7	7,3	6,2	4,0	3,3	2,9	0,4	0,3
Höhe in km . .	0,71	1,02	1,44	1,92	2,48	2,86	2,56	1,80	1,00	0,70

Die Isotherme von 0° verläuft also nicht an der Schneegrenze, sondern meistens höher. Ihre Schwankungen in der freien Atmosphäre kann man nach L. Teisserenc de Bort in folgender Tabelle geben:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
0° . . . km	1,3	1,4	1,5	2,3	2,1	3,2	3,3	3,5	3,4	2,7	2,0	1,5
—20° . . . km	5,1	4,8	4,7	5,5	5,5	6,6	6,8	6,9	6,7	6,4	5,5	5,3

Man sieht aus beiden Zahlenreihen, daß die Höhe, in welcher die Schneedecke dauernd ist, die klimatische Schneegrenze nicht so definiert werden kann, wie Bouguer, A. v. Humboldt, L. v. Buch und andere glaubten, daß man sie als die Frostgrenze oder die Höhe der mittleren Jahrestemperatur von 0° oder als diejenige Höhe ansehen kann, in welcher die mittlere Sommertemperatur den Gefrierpunkt erreicht.

Außer der Temperatur spielt für die Erhaltung der Schneedecke auch die Menge des Winterniederschlages eine hervorragende Rolle. Sie liegt (auf der Nordhalbkugel) auf den nach Norden exponierten Hängen höher als auf den nach Süden gerichteten; Windverwehungen, schattige Schluchten oder durch benachbarte hohe Gebirgskämme vor der Sonnenstrahlung geschützte ausgedehntere Gebiete bewirken wenigstens in der gemäßigten und kalten Zone stellenweise ein tieferes Herabgehen der dauernden Schneedecke. Vielerorts erhalten sich vereinzelte Schneeflecke in tiefen Lagen durch das ganze Jahr. Man hat also auch die orographische Begünstigung bei der Beurteilung der Schneegrenzhöhe mit zu berücksichtigen, worauf zuerst F. Ratzel aufmerksam machte.

Die klimatische Schneegrenze definieren wir nach E. Richter als die Verbindungslinie aller der Punkte, in denen auf horizontaler, nicht beschatteter Fläche die Schneedecke während des Sommers eben noch zum Schmelzen gebracht werden kann. Sie hat natürlich „theoretischen" Charakter und wird im allgemeinen nicht unmittelbar zu beobachten sein.

Was wir im Hochgebirge sehen können, das ist:

1. Die untere Grenze der Firnfleckenregion, Ratzels orographische Firngrenze.

2. Die untere Grenze der zusammenhängenden, dauernden Schnee- und Eismassen, also da von den weit ins Tal herabreichenden Gletscherenden dabei abzusehen ist, jene Linie, bis zu welcher im Sommer die „temporäre Schneegrenze" zurückweicht; das wäre wohl die wirkliche Schneegrenze.

Je einfacher der Gebirgsbau, je mehr die einzelnen Flächen, auf denen Schneeansammlung erfolgt, sich der Ebene und dem Kegelmantel nähern, um so mehr müssen orographische und wirkliche Schnee-

grenze zusammenrücken. Die beiden Linien entfernen sich dagegen um so weiter voneinander, je steiler und zerrissener der Gebirgsbau ist; sie rücken dann beide tiefer herab, denn es wächst mit der Schroffheit der Gehänge die orographische Begünstigung. Die klimatische Schneegrenze wird wohl zwischen den oben in 1. und 2. angegebenen Linien verlaufen.

Da in den einzelnen Jahren die klimatischen Verhältnisse ziemlich bedeutende Änderungen erfahren, so ist einleuchtend, daß die Höhe der Schneegrenze in derselben Gebirgsgegend sich von Jahr zu Jahr verschiebt. Sind nun auch diese Verschiebungen wahrscheinlich nicht sehr groß, so genügen sie im Verein mit den durch orographische Begünstigung geschaffenen Verhältnissen doch, um zu erklären, daß die Angaben über die Höhe der Schneegrenze in seltener besuchten Gebieten von verschiedenen Reisenden ganz beträchtliche Unterschiede aufweisen. Zudem müßten für vollständig befriedigende Vergleiche die Beobachtungen über die Höhe der Schneegrenze überall zu der Zeit der höchsten Lage derselben vorgenommen werden. Neuerdings versucht man in der Schweiz ausgedehnte Beobachtungen über die Veränderungen in der Höhe der Schneegrenze, welche von Jahr zu Jahr eintreten, anzustellen. In anderen Gebirgsländern sind derartige Untersuchungen noch nicht begonnen.

Klima der Schneeregion. Erst über der klimatischen Schneegrenze können sich die Gebilde entwickeln, deren näherer Betrachtung dieses Buch gewidmet ist. Es geht aus dem bisher angeführten Material hervor, daß wir über die klimatischen Verhältnisse der Hochgebirgsregionen nur dürftige Kenntnisse besitzen. Je höher die uns besonders interessierende Schicht liegt, um so ärmlicher sind die nach Maß und Zahl angebbaren Erfahrungen, über die wir verfügen. Das hat seinen Hauptgrund in den großen Schwierigkeiten, welche sich dauernden, regelmäßig ausgeführten Beobachtungen in diesen Gegenden durch die örtlichen Verhältnisse entgegensetzen. So fehlen uns fast vollständig die genaueren Kenntnisse über die Niederschlagsmengen, die in den Gletscherregionen alljährlich anfallen. Nur am Rhonegletscher und an einem nordischen Gletscher (Suotasjökul) sind bisher die Niederschlagsmengen wirklich gemessen worden.

Am Rhonegletscher werden seit 1897 im „roten Profil", Seehöhe etwa 2530 m, mit Hilfe einer großen, nach oben offenen wasserdichten Kiste die Niederschläge aufgefangen. Eine gleich große Kiste steht unter gleichen Bedingungen in Oberwald, und die Messungen mit derselben können mit denen des Regenmessers der dortigen meteorologischen Station verglichen werden. Man hat dadurch, wenn auch kein genaues, so doch ein annäherndes Maß für die Größe der Verdunstung und gewinnt einen Reduktionsfaktor, welcher erlaubt, die auf dem Rhonegletscher gemessene Niederschlagsmenge mit der von Nachbar-Stationen zu vergleichen. Die Ergebnisse sind:

	Niederschlagsmenge	
	Gletscher	Oberwald
13. Nov. 1897 bis 23. Juni 1898 . . .	1485 mm (Wasser)	1111 mm
23. Juni 1898 „ 25. Okt. 1898 . . .	495 „ „	
23. Juni 1898 „ 22. Juni 1899 . . .	1312 „ „	1185 „
22. Juni 1899 „ 20. Juni 1900 . . .	1687 „ „	— „

Die Schneegrenze liegt hier bei 2730 m, so daß der Aufstellungsort der Kiste etwa in die Zone maximalen Niederschlages oder nur wenig darüber fällt.

Sonstige Messungen der Niederschlagsmengen in eigentlichen Gletschergebieten liegen aus den Alpen, die vom Sonnblick ausgenommen, nicht vor. Dagegen sind Schätzungen vorhanden, welche einigen Grad von Sicherheit besitzen. Vallots Beobachtungen über die Dicke der Firnkoppe des Montblancgipfels ergeben eine Niederschlagshöhe von 0,6 bis 0,1 m (Wasser) in der Höhe von 4800 m. Aus den Abschmelzungs- und Bewegungsmessungen am Hintereisgletscher konnten Blümcke und ich auf eine mittlere jährliche Niederschlagssumme von 1 m im Firnfeld (3000 m mittlere Höhe) schließen, während in Vent (1892 m) die entsprechende Zahl 0,7 m als Mittel mehrerer Jahre ergibt.

Es zeigt sich im großen und ganzen, daß die Zunahme des Niederschlages vom Tal an aufwärts anfänglich rasch, späterhin immer langsamer erfolgt, und es ist höchst wahrscheinlich, daß nicht nur am Rande der Alpen eine Zone maximalen Niederschlages existiert, sondern auch in deren höchsten Erhebungen. Allermindestens darf man aus dem bis jetzt vorliegenden Beobachtungsmateriale schließen, daß in der eigentlichen Gletscherregion die Zunahme der Niederschläge, wenn ja eine solche vorhanden ist, keineswegs proportional der Höhe, sondern wesentlich langsamer stattfindet. Aber was in großen Höhen an Niederschlägen anfällt, ist fast ausschließlich Schnee und bleibt lange Zeit in diesen Höhen liegen; selbst wenn es im Sommer zeitweise regnet, so wird der Wärmeüberschuß des Wassers bald an die obersten Schneelagen der Gletscheroberflächen abgegeben sein und der Regen trägt auch nur zu einer Substanzmehrung derselben bei. Je höher wir im Nährgebiete eines Gletschers emporsteigen, um so geringer werden wir die Wahrscheinlichkeit finden, daß von den im Laufe des Jahres fallenden Niederschlagsmengen ein Teil als flüssiges Wasser rasch zu Tale kommt.

Klima der Polarregionen. Vollständiges Fehlen der Sonnenstrahlung während eines großen Teiles des Jahres, fast ununterbrochene Strahlung während des anderen Teiles, das sind die für das Klima der Polargegenden bestimmenden Faktoren. Ist auch die Insolation während des Sommers ununterbrochen, so bewirkt sie doch nur eine mäßige Steigerung der Bodentemperatur auf horizontalen Flächen. Geneigte, gegen die Sonne exponierte Flächen erhalten jedoch ausgiebige Bestrahlung und die Folge davon ist, daß sich an solchen in der wärmeren

Jahreszeit eine ziemlich üppige Vegetation entwickelt, welche den horizontalen Ebenen, den Tundren, in denen sich über gefrorenem Boden Schmelzwassersümpfe ausdehnen, fast ganz fehlt. Die zugestrahlte Wärme dringt nur bis zu ganz geringer Tiefe in den Boden ein, so daß in Kola schon 5 cm unter der je nach der Bodenart und Neigung bis zu 15 bis 30° erwärmten Oberfläche Eisboden angetroffen wird. In der Umgebung dunkler Körper schmilzt der Schnee bereits, wenn die Lufttemperatur noch — 31 bis — 33° beträgt, wenn die Bestrahlung günstig ist.

Die Polargebiete haben wegen der geringen Bestrahlung die niedrigsten Temperaturen auf der ganzen Erde. Nicht nur die Winterkälte erreicht sehr hohe Werte, auch die Sommertemperaturen bleiben wegen des kleinen Winkels, unter dem die Strahlung einfällt, tief und werden am Nordpol zu etwas unter dem Gefrierpunkte (im Mittel) vermutet. Während des Winters bestehen in Ostsibirien, auf Grönland und in Grinnelland Temperaturen, welche bis zu — 50° Monatsmittel geben. Nansen traf bei seiner Schneeschuhfahrt über das grönländische Inlandeis Nachttemperaturen von — 34° sogar im Sommer, allerdings in einer Meereshöhe von 2 300 m.

Im Eismeere sind die Temperaturen höher. Während der Trift des „Fram“ (September 1893 bis August 1896, wobei das Schiff zwischen 80 × 85° nördl. Br. blieb) wurden folgende Monatsmittel gewonnen:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
—35,5	—35,7	—30,3	—22,7	—11,0	—1,8	+ 0,1	—0,8	—6,6	—20,8	—28,6	—32,3

Dabei kamen jedoch in den Wintermonaten mehrfach Tagesperioden vor, in denen die Temperatur unter — 40° blieb.

Das ozeanische Nordpolargebiet hat eine geringere Jahresschwankung der Temperatur (namentlich im Bereich des europäischen Eismeeres, wo sich die Wirkung der warmen Wasser des Golfstromes noch geltend macht) als das kontinentale. Die größte Jahresschwankung (64°) wird im Polargebiete in Ostasien bei Werchojansk beobachtet.

Der Temperaturgang während des Jahres zeigt einige Ähnlichkeit mit dem der Höhenregion der gemäßigten Zone. Der Herbst ist wärmer als das Frühjahr, in welchem der März häufig noch die niedrigsten Temperaturen bringt.

Die regelmäßige tägliche Wärmeschwankung ist gering. Sie beträgt im Mittel von fünf Orten (nahezu Meeresniveau) im Mai 5,4, im Januar 0,6, fürs Jahr 2,7°.

J. Hann bezeichnet die Gleichmäßigkeit der Temperatur im Sommer als einen Hauptcharakterzug des polaren Klimas.

Die allgemein niedrige Jahrestemperatur führt natürlich zur Bil-

dung bedeutender Eismengen im Meere. Nach Nansens Messungen darf man als durchschnittliche Dicke der alljährlich entstehenden Eisschicht 2 m annehmen.

Trotz der zahllosen Eiskristalle, welche vor allem während des Sommers die Luft erfüllen, ist diese sehr trocken. Im Winter ist diese Armut an Wasserdampf noch größer, obgleich der Wind den feinen trockenen Schnee vom Boden hebt und durch die Luft treibt, so daß diese wie mit Eisnebel erfüllt ist.

Diesen Verhältnissen entspricht auch die geringe Niederschlagsmenge, welche an mehreren Stellen im Nordpolargebiete gemessen und vor allem für die Winterzeit sehr niedrig gefunden wurde.

In Reykjavik auf Island beträgt die jährliche Niederschlagsmenge 75 cm; weiter landeinwärts zu Stikkisholm 62 cm.

Auf Jan Mayen ermittelte die österreichische Polarexpedition, welche vom August 1882 bis Juli 1883 dort überwinterte, 486 mm Niederschlag, wovon im September und Oktober allein 270 mm fielen. Die schwedische Expedition, welche 1883/84 auf Spitzbergen blieb, fand 19 cm Niederschlag, wovon ebenfalls im Herbst der größte Teil fiel. Im polaren Asien, an der Lenamündung, wurden September 1882 bis Juli 1884 nur etwa 10 cm jährliche Niederschlagsmenge bestimmt (russische Expedition).

Ebenso gilt für das arktische Nordamerika und Nordgrönland, daß die Niederschläge in geringer Menge fallen und vor allem im Winter minimal sind. Zu Fort Rae, wo 1882/83 eine englische Expedition beobachtete, war die Niederschlagsmenge 178 mm, davon 64 mm im Sommer, 65 mm im Herbst. An der Nordwestküste von Alaska fand P. Barrow die mittlere Niederschlagsmenge von 1881 bis 1883 zu 211 mm; Juli bis Oktober 126 mm, Dezember bis März 28 mm. Im Cumberlandsund ermittelte die deutsche Expedition 1882/83 fürs Jahr 298 mm (Frühling 46, Sommer 174, Herbst 43, Winter 35 mm).

Auch in Westgrönland fällt die größte Niederschlagsmenge im Spätsommer; die kleinste im April und Januar. März zeigt eine Steigerung. Nach Norden zu nimmt dieselbe rasch ab und beträgt in Ivigtut 1241, Godhaab 654, Jakobshavn 217, Upernivik 214 mm.

E. v. Drygalski fand 108 mm Jahresniederschlag im Karjakfjord.

Es sind also sehr niedrige Beträge des Niederschlages, welche an den im Meeresniveau gelegenen Stationen des nordpolaren Gebietes bisher verzeichnet wurden. Ob auch hier eine Region größeren Niederschlages in höheren Regionen existiert, wissen wir nicht. Hambergs Messungen in Kvickjockfjällen lassen es wohl vermuten, ebenso wie die mächtige Gletscherentwickelung auf Spitzbergen und Grönland darauf hinweist. Fr. Nansens Durchquerung des Inlandeises gibt dafür einen weiteren Beleg (vergl. Abschn. 4, Grönl. Binneneis). Während dieser Reise wurde jedoch eine deutliche Abnahme der absoluten Feuchtigkeit mit der Höhe, wenigstens auf der Ostseite der großen Eiswüste,

beobachtet. Die relative Feuchtigkeit war allerdings in den großen Höhen (bis zu 2700 m) noch 90 Proz. und darüber. Es scheint also, als ob die hauptsächlichste Kondensation des Wasserdampfes, der sich in den nach Norden treibenden Luftschichten befindet, schon mit Annäherung an die kalte Zone eintritt und diese in der Hinsicht wie ein Gebirge wirkt.

Über die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Südpolargebiete sind wir bisher nur wenig unterrichtet. Doch steht fest, daß dort noch niedrigere Wärmegrade herrschen als im hohen Norden, daß die Schwankungen der Temperatur, der ausgedehnten Wasserbedeckung entsprechend, noch geringer sind als dort, und daß auch die Sommertemperaturen schon recht tief liegen (in $64^1/_2{}^0$ südl. Br. — 5^0 als Mittel für Dezember und März).

Niederschlagsmengen wurden in diesem Gebiete bisher nicht gemessen. Man schließt nur aus der Menge des von den Gletschern stammenden Eises auf ihren Betrag und aus der Analogie mit Grönland auf größere Sommer- als Winterniederschläge. Aus den spärlichen, hauptsächlich von James Roß stammenden Beobachtungen über den Feuchtigkeitsgehalt der Luft wird vermutet, daß auch hier eine Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Annäherung an den Pol stattfindet.

Erst seit kurzer Zeit sind wir im Besitze der Beobachtungsergebnisse, welche die Südpolarexpedition, die unter E. Borchgrevinks Leitung auf Kap Adare, der Nordostspitze von Viktorialand, in $71^0\ 18'$ südl. Br. überwinterte, in der Zeit vom Februar 1899 bis Februar 1900 gesammelt hat. Sie und die Beobachtungen Henrik Arctowskis an Bord der „Belgica", die unter $70^0\ 5'$ südl. Br. 1898/99 im Eise überwinterte, bestätigen die tiefen Temperaturen, welche allgemein für diese Gegend vermutet wurden. In einer geschützten Position, etwa 35 km vom Mount Erebus entfernt, verweilte 1901 bis 1903 die englische Südpolarexpedition in der hohen südlichen Breite von $77^0\ 49'$ unter 166^0 östl. L. Die Temperaturbestimmungen ergaben hier als absolutes Minimum $-45{,}8^0$, 2 km vom Schiff gleichzeitig $-52{,}2^0$.

Die Mitteltemperaturen, wie sie für die drei Stationen gefunden werden, enthält folgende Zusammenstellung, in welcher die entsprechenden Zahlen von Beobachtungen im hohen Norden ebenfalls angegeben sind.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
$70^0\ 5'$ südl. Br., $85^0\ 95'$ westl. L. im Eise .	—16,8	—11,1	— 1,5	— 9,1	— 9,6
$71^0\ 5'$ südl. Br., $170^0\ 10'$ westl. L. Kap Adare	—24,0	—17,0	— 0,8	—13,4	—13,8
Mittel für etwa 71^0 südl. Br.	— 20,4	—14,0	— 1,2	—11,2	—11,7
$77^0\ 49'$ südl. Br. 166^0 östl. L.	—25,4	—14,9	— 8,0	—23,4	—17,8
Dagegen in 71^0 nördl. Br.	— 27^0	—	+ $6{,}5^0$	—	— 11^0
Und in 80 bis 85^0 nördl. Br.	—33,9	—14,4	— 2,0	—25,0	—18,7

Die Schwankungen der Temperatur sind also auf der Nordhalbkugel größer als auf der südlichen, welche durch ihr ozeanisches Klima ausgezeichnet ist. Die Sommertemperatur bleibt wesentlich niedriger als in den arktischen Gebieten, in denen sich die Erwärmung der Luft über den Landoberflächen geltend macht.

Die Luftdruckverhältnisse kommen für eine Beurteilung des polaren Klimas für uns nur soweit in Betracht, als sie die Witterungsvorgänge bestimmen, welche auf die Existenz der Gletscher von Einfluß sind. Durch die allgemeine Zirkulationsströmung der Atmosphäre und durch die Erdrotation wird um jeden Pol ein Luftwirbel erzeugt, in welchem die Luft von West nach Ost kreist. Daraus ergibt sich eine Abnahme des Luftdruckes gegen die Pole hin, welche jedoch nur auf der südlichen Halbkugel so beobachtet wurde, wie es die zuerst von Ferrel aufgestellte Theorie verlangt. Dort wehen während des Sommers in höheren Breiten unter allen Meridianen beständig heftige Westwinde. Durch die internationalen Wolkenbeobachtungen und L. Teisserenc de Borts Registrierballons ist die Existenz des polaren Luftwirbels, wie H. Hildebrandson soeben ausführt, auch für die Nordhalbkugel nachgewiesen. Die untersten Schichten der Luft bewegen sich bei der Wirbelbewegung gegen das Zentrum, während die obersten Schichten (über 10000 m Höhe) sich davon entfernen.

Die Luftdruckmessungen auf Kap Adare ergaben, daß der mittlere Barometerstand im Winter niedriger ist als im Sommer. Dies entspricht dem Seeklima und beweist, daß die antarktische Antizyklone nicht im stande ist, den Einfluß des Polarwirbels auf den Luftdruck zu unterdrücken. Übrigens waren Südost- und Ostsüdost-Winde mit sehr trockener Luft (40 bis 50 Proz. feucht) während des Winters sehr häufig und stark. Daraus ist auf das Vorhandensein eines ausgedehnten, von Eis überdeckten Südpolarfestlandes zu schließen, in welchem der kälteste Punkt der Erdoberfläche liegt.

Im Nordpolargebiete greift der Polarwirbel nur auf den gleichförmigen Flächen des arktischen Amerika bis an die Erdoberfläche herab. Dort vereinigt sich ein Kältepol mit der Lage eines barometrischen Minimums. Im arktischen Asien verhindern die orographischen Verhältnisse den günstigen Abfluß der Luft zum Pol. Es bildet sich ein Gebiet hohen Luftdruckes aus, das über das Beeringsmeer durch einen Sattel höheren Druckes mit dem Hochdruckgebiete im westlichen Nordamerika zusammenhängt.

Dieser Sattel, Supans arktische Windscheide, trennt zwei zyklone Windsysteme; im europäischen und asiatischen Eismeere entsprechen die vorherrschenden Winde der Lage dieser Windscheide, welche vom Dezember bis zum März sich von den Nordküsten Asiens und Amerikas gegen den Pol hin verschiebt. Die warmen Wasser des Golfstromes werden durch meist westliche (bis südliche) Winde weit in das Polarbassin hineingetrieben, während die am Südrande des Rückens hohen

Druckes entstehenden Winde die rückkehrende Eisdrift erzeugen, welche den „Fram“ von den Neusibirischen Inseln gegen Grönland beförderte. Diese Eisdrift und mit ihr die nördlichen trockenen Winde sind während des Winters am stärksten, im Sommer und Herbst unregelmäßig und schwach. Daher die geringen Winterniederschläge.

Lage der Schneegrenze. Es ist klar, daß in den polaren Gebieten die klimatische Schneegrenze wesentlich tiefer liegen muß, als in niedrigeren Breiten. Man glaubte auch lange Zeit, daß sie daselbst bis zum Meeresniveau herabsinken würde. Bisher ist jedoch auf der Nordhalbkugel kein Punkt gefunden worden, wo dies tatsächlich eintritt. Selbst auf Franz-Josefsland, 82° nördl. Br., liegt sie noch etwa 50 m hoch.

In den Hochgebirgen treten zumeist zwei Seiten als klimatisch verschieden auf; die eine, die nasse, den vorherrschenden feuchten Winden zugekehrt, ist durch eine wesentlich tiefere Lage der Schneegrenze gegenüber der trockenen Seite ausgezeichnet. Mindestens aber erscheinen die Randgebiete, wie in den Alpen, niederschlagsreicher, als die zentralen Teile, und wesentlich deshalb sinkt auch die Schneegrenze gegen den Rand tiefer herab.

Die Fläche, welche die einzelnen Gebirgsgruppen der Erde nach der Schneegrenze schneidet, erhält also in diesen Gebirgen selbst Ausbauchungen nach oben, die nach Größe und Richtung durch die Massenerhebung und die Richtung der feuchten Winde bestimmt sind.

Die höchsten Lagen erreicht die Schneegrenze in den äquatorialen und kontinentalen Gebieten, und zwar ist der Einfluß ausgesprochen kontinentaler Lage, wie sie Zentralasien besitzt, überwiegend gegen die Äquatornähe. So reicht in den Anden von Chile die dauernde Schneedecke bis zu 4560 m auf der feuchten Westseite; am Kilimandjaro bis 4600 m; dagegen steigt die Schneegrenze im Himalaya bei 27 bis 34° nördl. Br. bis zu 5600 m und in dem noch nördlicher gelegenen Kuenlün bis zu 6000 m Höhe.

Eine Übersicht über die Lage der Schneegrenze in den verschiedenen Gletschergebieten der Erde gestattet die Karte I.

Klimaschwankungen. Die Zahlen, durch welche im Vorstehenden das Klima der Gletschergebiete zu kennzeichnen versucht ist, sind Mittelwerte, welche sich aus größtenteils länger fortgesetzten, regelmäßigen Beobachtungen ergaben. Die Unregelmäßigkeiten, welche die Witterungsverhältnisse einzelner Tage, sowie der Jahreszeiten bringen, sind dabei fast völlig eliminiert. Die Mittelwerte der meteorologischen Elemente bleiben aber selbst von einem zum anderen Jahre nicht dieselben, sie sind Schwankungen unterworfen, für welche eine gewisse Regelmäßigkeit vielfach gesucht wurde. Besonders seit durch die Entdeckung der 11jährigen Sonnenfleckenperiode auf periodische Schwankungen in der Sonnentätigkeit hingewiesen ist, versuchten viele Forscher klimatische Schwankungen von gleicher Periode nachzuweisen. Keiner dieser Versuche ist bisher so vollständig geglückt, daß der Ein-

fluß der Sonnenfleckenperiode auf eins der meteorologischen Elemente für die ganze Erdoberfläche nachgewiesen werden konnte. Für die Temperaturänderungen in den Tropen konnte, wie J. Hann hervorhebt, W. Köppen einen Parallelismus mit denen der Sonnenfleckenhäufigkeit dartun. Die mittlere Größe der Schwankung in den Jahrestemperaturen beträgt danach von einem Sonnenfleckenminimum zu einem Fleckenmaximum in den Tropen 0,73°, in außertropischen Gebieten 0,54° und zwar ist 0,9 Jahre vor Eintritt des Minimums die Temperatur am höchsten, während die niedrigste Temperatur fast genau zur Zeit des Fleckenmaximums herrscht. (Nach Lockyer ist zur Zeit der Fleckenmaxima die Intensität der Sonnenstrahlung am größten; also würde einer Steigerung der Energiezufuhr eine Verminderung der Temperatur an der Erdoberfläche entsprechen!?)

Die von verschiedenen Autoren untersuchten Beziehungen zwischen Regenfall und Sonnenfleckenperiode für verschiedene Länder ergaben zum Teil ganz entgegengesetzte Resultate.

Klimaschwankungen von kurzer Dauer fand Woeikoff. Er weist auf die große Regelmäßigkeit im Wechsel kalter und wärmerer Winter zu Oerebro hin; aus der Januartemperatur schließt er auf das Bestehen einer zweijährigen Periode, die für die Jahre von 1859 bis 1902 kalte Winter mit der mittleren Januartemperatur — 5,0° in den ungeraden Jahren, dagegen wärmere Winter mit der mittleren Januartemperatur — 2,2° in den Jahren mit geraden Zahlen zeigt.

Eine ähnliche Periodizität konnte Meinardus für den Barometerstand von 1874 bis 1883, sowie für die Temperatur an mehreren Orten Mitteleuropas auffinden. Doch sind diese Schwankungen nicht für längere Zeiträume und ausgedehnte Landgebiete die gleichen.

Es ist bei den Klimaschwankungen von kurzer Dauer außerdem zu beachten, daß dieselben nicht an allen Orten der Erdoberfläche gleichzeitig im nämlichen Sinne auftreten müssen. So entspricht in der Regel ein kalter Sommer in Westeuropa einem warmen in Grönland; mit den kältesten Wintern in Wien sind verhältnismäßig warme in Jakobshorn gleichzeitig.

Trotzdem können für langperiodische Änderungen die Schwankungen des Klimas auf der ganzen Erde oder auf einer Halbkugel im gleichen Sinne erfolgen.

Ed. Brückner gelang es, die Existenz einer 35jährigen Klimaperiode als höchst wahrscheinlich zu erweisen. Auf Grund eines sehr umfangreichen Materiales von Beobachtungen über Seespiegelschwankungen, die Eisverhältnisse und Schwankungen von Flüssen und Flußseen, Änderungen des Regenfalles, des Luftdruckes und der Temperatur, sowie über die Häufigkeit kalter Winter und das Datum der Weinernte, findet er, daß in den klimatischen Verhältnissen eine Schwankung von gleicher Periode zu erkennen ist, wie diejenige, welche er aus den Hebungen und Senkungen der Oberfläche des Kaspischen

Meeres zunächst fand. Das Gesamtmaterial betrifft wenigstens teilweise die ganze Erdoberfläche und umfaßt den Zeitraum vom Jahre 1020 bis 1391 für die kalten Winter allein. Von 1391 bis 1556 werden Termine der Weinernte und kalte Winter, von da ab auch noch die Eisverhältnisse der Flüsse und später die Seenschwankungen zur Bestimmung der Periodendauer gewählt. Erst von 1730 an können die zuverlässigen meteorologischen Beobachtungen berücksichtigt werden. Die Dauer der Periode schwankt für den ganzen Zeitraum der 870 Jahre zwischen 20 bis 50 Jahren.

Die Periodenlänge . . .	20	25	30	35	40	45	50 Jahre
tritt	6	10	12	13	12	8	4 mal

auf, so daß eine mittlere Periodenlänge von 34,2 Jahren resultiert.

Berücksichtigen wir nur die auf Grund der meteorologischen Beobachtungen ermittelten Perioden, welche gewiß die größere Sicherheit geben, da sie sich auf das ausgedehnteste Zahlenmaterial stützen, so erhalten wir folgende Jahresreihen trockener und feuchter bzw. warmer und kalter Jahre:

feucht	1691	bis	1715					
trocken	1615	„	1635					
feucht	1736	„	1755	. . . .	kalt	1731	bis	1745
trocken	1756	„	1770	. . . . .	warm	1746	„	1755
feucht	1771	„	1780	. . . . .	kalt	1756	„	1790
trocken	1781	„	1805	. . . . .	warm	1791	„	1805
feucht	1806	„	1825	. . . . .	kalt	1806	„	1820
trocken	1826	„	1840	. . . . .	warm	1821	„	1835
feucht	1841	„	1855	. . . . .	kalt	1836	„	1850
trocken	1856	„	1870	. . . . .	warm	1851	„	1870
feucht	1871	„	1885	. . . . .	kalt	1871	„	1885

Die Dauer einer Periode schwankt in dieser Reihe zwischen 25 und 50 Jahren und hat, alle Angaben als gleichwertig betrachtet, einen Mittelwert von 35 ± 2 Jahren.

Mit ähnlicher Präzision tritt keine der übrigen bisher untersuchten klimatischen Perioden auf. Man kann gegenwärtig allein die Existenz einer 35jährigen Klimaperiode als sehr wahrscheinlich bezeichnen, was auch aus einer neueren Untersuchung von J. Hann über die Klimaänderungen von Klagenfurt, Pavia und Mailand hervorgeht.

Welches sind nun die Ursachen dieser Klimaschwankung? Brückner selbst spricht sich darüber nicht aus. Doch ist vor kurzem auf die Existenz einer Periode von fast gleicher Dauer in der Schwankung der Sonnenfleckenhäufigkeit aufmerksam gemacht worden. N. Lockyer leitet aus den von A. Wolfer in jüngster Zeit revidierten Sonnenfleckenrelativzahlen eine Periode der Sonnenflecken von 35 Jahren Dauer ab. Ermittelt man die Größe der von den einzelnen Schwingungen der Sonnenfleckenkurve und der Abszissenachse eingeschlossenen Flächenstücke, so erhält man durch Division mit der zugehörigen Anzahl von Jahren eine „mittlere Sonnenfleckenhäufigkeit“ für den

betreffenden Zeitraum, welche man dem zur Abszisse gewählten mittleren Jahre zuweisen kann. Durch Verbindung der Endpunkte der als Ordinaten eingetragenen mittleren Sonnenfleckenrelativzahlen erhält man eine Kurve, welche die Perioden längerer Dauer in der Häufigkeit der Sonnenflecken darstellt.

In Fig. 8 ist diese Kurve sowie die der 11 jährigen Periode gezeichnet. Die gleichfalls eingetragenen kalten bzw. feuchten Jahresreihen, welche Brückner angibt, fallen auf ganz verschiedenartige Stellen der Sonnenfleckenkurve. Ein direkter Zusammenhang zwischen Klima- und Sonnenfleckenschwankungen läßt sich also hieraus nicht ersehen — trotzdem die Periode beider Vorgänge nahezu dieselbe ist.

Wir können vorläufig keine befriedigende physikalische Erklärung für die 35jährige Klimaperiode angeben.

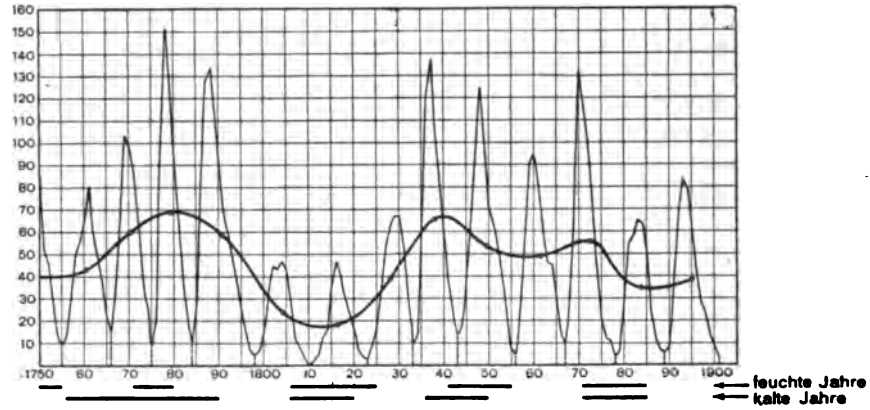


Fig. 8. Kurve der Sonnenflecken-Relativzahlen.

Übrigens deuten die Klimaänderungen, welche bisher festgestellt wurden, ebenso wie die Kurve der Sonnenfleckenrelativzahlen auch auf Perioden von längerer Dauer, denen sich die anderen unterordnen; aber wir sind vorläufig außer Stande, den Zeitraum, den sie umfassen, nur annähernd sicher zu bestimmen. Sven Hedins Ausgrabungen in der Wüste Takla-Makan zeigen außerdem, daß da, wo jetzt Sand und Wasserarmut herrschen, vor etwa 1600 Jahren Stätten hochentwickelter Kultur sich befanden, daß also am Ausgange des Altertums in Zentralasien ein weit feuchteres Klima als heute herrschte. Das deutet auf Klimaänderungen von noch viel längerer Periode, als die der 35jährigen zunächst übergeordnete Schwankung sie besitzt.

Ob sich diese, sagen wir mehrtausendjährige Periode mit den großen Klimaperioden identisch erweisen wird, denen die bedeutenderen Schwankungen der Gletscher am Ausgange der letzten Eiszeit zuzuschreiben sind, also dieselbe einer wiederkehrenden Klimaschwankung von noch viel größerer Dauer untergeordnet ist, das können wir vorläufig nur vermuten, nicht sicherstellen.

Dritter Abschnitt.

Formen der Gletscher.

1. Alpiner Gletschertypus; Inlandeis. 2. Firngrenze; Sammel- und Abschmelzgebiet. 3. Bestimmung der Schneegrenze aus Karten. 4. Schneegrenzhöhe in den Alpen. 5. Schneegrenzhöhe im Kaukasus.

Formen der Gletscher. Die Größe und Gestalt der auf den Landoberflächen lagernden Eismassen ist von den Formen der letzteren abhängig. Je geringer der in die Schneeregion eingreifende Flächenraum einer Erhebung des Festlandes ist, um so weniger kann eine Ansammlung der festen Niederschläge eintreten. Doch zeigen selbst isolierte, genügend hohe Gipfel dauernde Schneebedeckung, und in mehreren Fällen treten an solchen auch voll entwickelte Gletscher auf.

Ararat und Argäus in Kleinasien, die mächtigen Vulkankegel Zentralamerikas, der Kibo im äquatorialen Afrika tragen größere Firnmassen, zum Teil auch Gletscher. Je weiter die Schneegrenze an der Mantelfläche solcher Kegel herabgreift, um so weniger wirkt die Kegelform zerteilend auf die angesammelten Schneemassen. So trägt der 4370 m hohe Mount Shasta in der high Sierra Kaliforniens, an welchem die Schneegrenze bei 3000 m verläuft, eine Eisbedeckung von mehr als 7 km^2, aus welcher mehrere kleine Gletscher abfließen. Noch deutlicher zeigt der Mount Reinier in Washington, ein breiter, 4350 m hoher Gipfel, daß die Kegelform das Auftreten von Gletschern nicht hindert. Nicht weniger als zehn Gletscher lagern an diesem Berge und sechs von denselben erreichen die ganz respektable Länge von 9 bis 12,5 km. Sie haben allerdings, eine besondere Eigenschaft, ihre größte Breite ungefähr in der Mitte ihrer Länge und unterscheiden sich dadurch wesentlich von den Gletschern, welche in zusammenhängenden Gebirgsgruppen vorkommen.

Erst wenn die Mantelfläche des Kegels nahe an der Schneegrenze und darüber sehr große Neigung besitzt, kann die Ansammlung von Schnee und die Bildung von Gletschern nicht mehr erfolgen. Dienen sehr steile Hänge als Unterlage, so muß jede Schneedecke von nur wenigen Dezimetern Dicke abrutschen und als Lawine in die Tiefe eilen; an Stellen mit geringer Neigung kommt die Masse zur Ruhe und

wenn dies unterhalb der Schneegrenze eintritt, so wird sie verflüssigt, bevor eine dauernde Ansammlung stattfinden kann.

Lawinenkegel, welche oberhalb der Schneegrenze abgelagert werden, dienen in der Regel als Nährmaterial für Gletscher.

Auf ausgedehnter, fast horizontaler Hochfläche müssen dagegen die aufgespeicherten Schneemassen allmählich unter Einwirkung ihres eigenen Gewichtes auseinander fließen; sie gelangen an den Rand der Hochfläche, über welchen sie, den Neigungsverhältnissen entsprechend, mit mehr oder minder großer Geschwindigkeit unter die Schneegrenze kommen und ebenfalls verflüssigt werden.

Zwischen diese Extreme fallen die überaus abwechselungsreichen Formen der Gebirgsoberflächen, welche den Untergrund der Gletscher bilden; jedes dieser Extreme wird bis zu einem hohen Grade der Annäherung von einzelnen Gletschern oder doch von Teilen derselben erreicht.

Je nach dem Gebirgsbau wird die eine oder die andere Form öfter angetroffen; am häufigsten sind jedoch die zwischen diesen Extremen liegenden Formen, die auch wieder in verschiedene Abteilungen geordnet werden können.

In den Alpen, welche durch die großen Längstäler und zahlreiche Quertäler in einzelne Gruppen zerlegt sind, stellt keine dieser Gruppen eine geschlossene Hochfläche vor; in jeder derselben ragen eine Anzahl von Gipfeln mit den sie verbindenden Graten weit über die mittlere Gruppenhöhe empor. Von den Graten umkränzt, den Talschluß bildend, bestehen viele muldenförmige Becken, die nur gegen das Tal hinaus offen sind und dorthin den in sie fallenden Niederschlägen den Abfluß gewähren. Liegt der Boden einer solchen Mulde wenig unter oder gar über der Schneegrenze, so wird sie zum Sammelbecken großer Eismassen, die einen Ausläufer ins Tal entsenden, welcher sich weit unter die Schneegrenze erstrecken kann.

Solche Talgletscher sind in den Alpen ziemlich häufig; vor allem fallen alle großen Gletscher in diese Kategorie; doch sind derselben auch viele kleinere zuzuzählen.

Die meisten großen Talgletscher haben zusammengesetzte Sammelmulden, aus denen steilwandige Felsrücken emporragen. Beispiele solcher zusammengesetzter Gletscher bieten der große Aletschgletscher, der aus drei großen Mulden, deren jede wieder aus drei oder mehr Unterabteilungen besteht, sein Nährmaterial erhält; Mer de Glace, Glacier d'Argentière, Gornergletscher, Pasterze, Hintereisferner usw.

Fallen die trennenden Felsrippen ganz in den oberhalb der Schneegrenze liegenden Teil des Sammelbeckens, so wird ein einfacher Gletscher zu Tale strömen, wie der Rhone-, der Oberaar-, der Fornogletscher (Maloja), der Glacier de Corbassière, des Bossons usw.

Vielfach vereinigen sich solche einfache Gletscher nach längerem Laufe mit anderen, wie Vernagt- und Guslar-, Hintereis- und Kessel-

wandferner, Schalf- und Marzellferner (Ötztal) oder Roseg- und Tschiervagletscher (Bernina) und andere, welche zweifach zusammengesetzte Eisströme geben. Es gibt jedoch auch vielfach zusammengesetzte Talgletscher, wie den Gorner- (8 Zuflüsse), Unteraar- (14 Zuflüsse), Aletschgletscher in den Alpen. Die großen Gletscher des Thian-Shan und des Himalaya sind aus sehr vielen Talgletschern zusammengesetzt, welche sich zu Eisströmen von recht bedeutender Länge vereinigen.

Nur selten findet man in den Alpen, daß aus einer Sammelmulde zwei oder mehr Gletscher kommen.

Ein Beispiel dafür gibt der Hochjochgletscher (Ötztal), der außer seinem nach Norden gehenden Hauptarme von der Jochhöhe aus einen kleineren Ausläufer nach Süden entsendet; ebenso verhalten sich Mandron- und Lobbiagletscher (Adamellogebiet).

Auch vom großen Gepatschfirn geht ein Teil nach Süden, in das Gebiet des Langtauferer Gletschers. Der Gepatschgletscher selbst zerfällt in zwei Arme, welche durch den „Rauhen Kopf" zu Zeiten ganz voneinander getrennt werden.

In der Regel aber hat jeder Gletscher in den Alpen sein eigenes Sammelbecken und dieses besitzt die Gestalt einer Mulde; es ist eine konkave Form, welche den obersten Ausläufer eines Tales bildet. Dieser alpine Vergletscherungstypus findet sich in allen Hochgebirgen der Erde wieder, welche in gleicher Weise gebaut sind wie die Alpen. Er tritt im Kaukasus, im Himalaya, im Thian-Shan, Kuenlün, in den Neuseeländer Alpen und in den Kordilleren Amerikas auf. Auch die Vergletscherung der Berge an der Westküste von Alaska, des Mount Elias und seiner Nachbarn gehört zu diesem Typus. Infolge der niedrigen Lage der Schneegrenze (700 bis 800 m) ist jedoch den Eismassen, welche dem zwischen Mount Elias und Mount Logan eingeschlossenen, über 3000 m hoch gelegenen Nährgebiete entströmen, eine weite Ausbreitung bis herab ins Meeresniveau ermöglicht, und weil zwischen der Küste und dem Fuße des Gebirges sich eine weite, fast horizontale Ebene ausdehnt, so bildet der unterste Teil des Eisstromes, der Malaspinagletscher, einen bis zu 96 km breiten Eiskuchen, der eine Fläche von etwa 3500 qkm bedeckt. Man hat sehr treffend die Bezeichnung Vorlandvergletscherung für diese Art der Eisbedeckung gewählt, die bisher an keinem anderen Gletscher so schön entwickelt beobachtet wurde, wenn man nicht etwa den Friedericks haabsgletscher, einen Ausläufer des grönländischen Inlandeises, damit vergleichen will. Auch das eine Ende des St. Rafaelgletschers (Südchile) stellt einen ähnlichen breiten Eiskuchen vor, der sich ein Stück weit auf das ebene Gebirgsvorland hinausschiebt.

Die aus den Sammelmulden in die Täler reichenden Teile der Gletscher haben Zungenform und werden auch als Gletscherzungen bezeichnet. Je nach den Wärme- und Feuchtigkeitsverhältnissen des

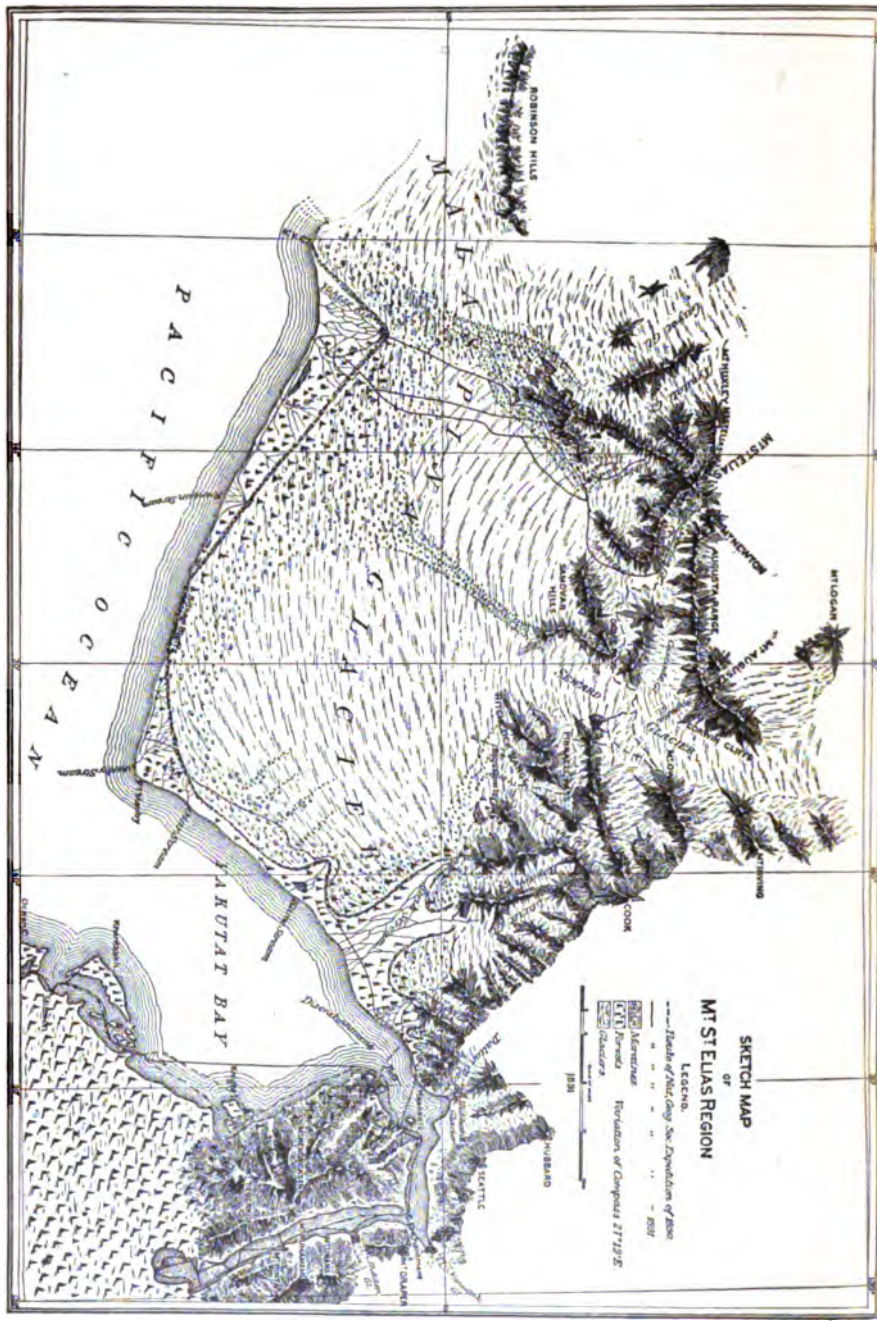


Fig. 9. Karte des Malaspinagletschers nach J. C. Russell. Maßstab zirka 1 : 1 000 000.

Tales, nach der Größe und Neigung der Sammelbecken und der Talsohle wird eine Gletscherzunge mehr oder minder tief unter die Schneegrenze herabreichen. Sehr steile Gletscher, wie der Glacier des Bossons (Montblanc-Gruppe) oder der untere Grindelwaldgletscher (Jungfrau) endigen erst viele hundert Meter unter der Schneegrenze.

An den Bergrücken finden sich vielfach, reihenweise geordnet, muldenförmige Vertiefungen, welche nicht in zugehörige Täler übergehen. In diesen Karen lagern kleinere Gletscher, die meistens nur wenig unter die Schneegrenze herabreichen. Die Kargletscher sind jedoch nicht auf die Flanken der Gebirgskämme beschränkt, sondern treten vielfach da auf, wo der Talschluß nicht aus einer einzigen Mulde besteht, sondern von mehreren Nischen gebildet wird, deren Gletscher nicht miteinander zu einem großen Talgletscher verschmelzen.

Solche Kargletscher finden sich in allen Gebieten der Alpen, welche bis über die Schneegrenze hinauf reichen.

An den Kämmen der Bergrücken, über sehr steilen Wänden, welche über die Schneegrenze emporsteigen, gibt es ab und zu größere Eismassen, welche als Hängegletscher bezeichnet werden. Von ihnen stürzen zeitweise Eislawinen ab, die dann tiefer unten entweder schmelzen, oder sich zu „regenerierten" Gletschern vereinigen bzw. zur Ernährung von Tal- oder Kargletschern beitragen.

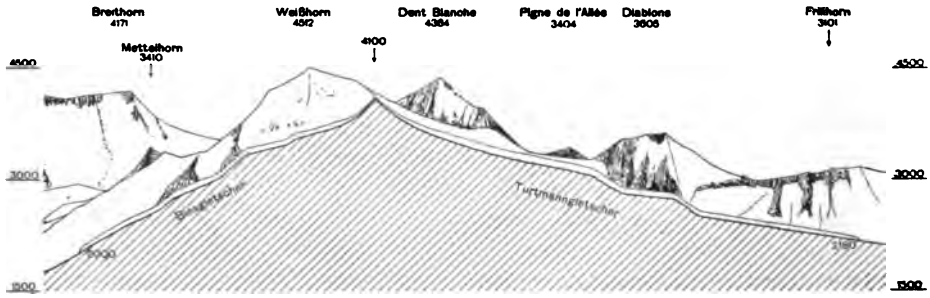
Einen anderen Typus der Vergletscherung finden wir hauptsächlich in den arktischen Gebieten und in Skandinavien vertreten. Er kommt dem einen der oben angeführten Extreme sehr nahe. Weit ausgedehnte Plateaus oder, wie in Grönland, ein ganzer Kontinent, reichen in die Region des ewigen Schnees empor und die ganze Oberfläche von geringer Neigung ist unter einer zusammenhängenden Eisdecke begraben, welche in langsamer Bewegung gegen den Rand der Hochfläche strömt und dort durch einzelne verhältnismäßig schmale Abflußrinnen in die Tiefe eilt. Jede dieser Rinnen birgt eine meistens stark zerklüftete Gletscherzunge; aber die Begrenzung des zugehörigen Nährgebietes ist vom Eise verdeckt und der direkten Beobachtung unzugänglich. Es kommen anscheinend eine ganze Anzahl von Talgletschern aus einem gemeinsamen Sammelgebiete, und dieses besitzt eine konvexe Oberfläche gegenüber der Muldenform, welche in den Alpen vorherrscht.

Wir haben den Typus des Inlandeises, der in kleinerem Maßstabe an mehreren Stellen Norwegens, im größten Maßstabe in Grönland und in dem Festlande auftritt, welches um den Südpol der Erde liegt.

Neben dem Inlandeise findet sich aber sowohl in Grönland, als in Norwegen und auf den arktischen Inseln auch der alpine Vergletscherungstypus. Nach Conways Karte von Spitzbergen gibt es auf dieser Inselgruppe einzelne Tal- und Kargletscher; aber auch von ausgedehnten, bisher wenig betretenen Plateaus strömen mehrere Gletscher ab. Die

Justedalsbräen in Norwegen kommen in großer Zahl aus gemeinsamem Nährgebiete, dem Fjeld, von dem aus sie in verschiedenen Richtungen in die Täler abströmen, welche als tiefe Gräben in dem zusammenhängenden Gebirgsmassiv erscheinen. In Jotunheimen dagegen sind nur Tal- und Kargletscher vom alpinen Typus vorhanden. Die Randgebiete und die Inselgruppen Grönlands tragen vielfach größere Gletscher, deren jeder sein eigenes Sammelgebiet besitzt. v. Drygalski bezeichnete dieselben zum Unterschiede vom Inlandeis als Hochlandeis.

Fig. 10 a.



Querschnitt durch einen Alpenkamm.
Maßstab 1 : 100000 ca.

Fig. 10 b.

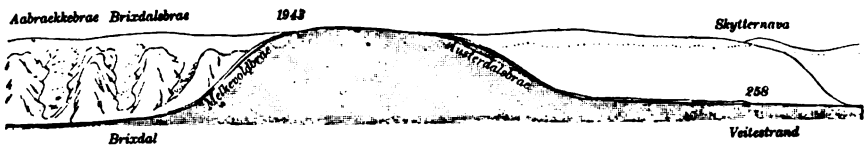
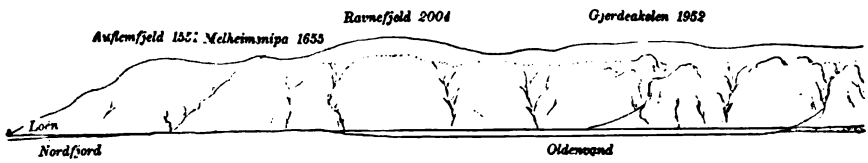


Fig. 10 c.



Querschnitte durch Justedalsfjeld
nach E. Richter.
Maßstab 1 : 200000 ca.

Die Verschiedenheit der beiden Vergletscherungstypen ist in den beiden Karten II u. III wohl gut zu erkennen; sie tritt am deutlichsten in Profilen entgegen, welche in der Längsrichtung der Gletscherzungen durch das Nährgebiet fortgesetzt werden. (Fig. 10.)

Zwischen beiden Vergletscherungstypen gibt es eine Reihe von Übergangsformen. So sind z. B. in den obersten Firnregionen im Elbrus- und im Kasbekgebiete (Kaukasus) wenigstens in den Karten die Nährgebiete der einzelnen Gletscher, die von diesen Bergriesen herabströmen, nicht scharf zu trennen; erst in der Höhenlage, in welcher die Zungenentwickelung einsetzt, zeigt die Eisoberfläche, daß sich unter ihr Felsgrate befinden, welche zwei Strömungsgebiete scheiden; erst von hier an wird der „Inlandeistypus" vom „alpinen" abgelöst. Die beiden Berggruppen weisen uns darauf hin, daß zwischen beiden Vergletscherungstypen keine unüberbrückte Kluft besteht. Geht doch auch am Rande des Inlandeises in Grönland die große bewegte Eismasse in eine Reihe von Abflußkanälen ab, deren Wandungen in einzelnen Nunatakern noch über die Schneegrenze aufsteigen. Sir R. Conway macht zudem bei seiner Aufzählung der geographischen Ergebnisse seiner Wanderungen auf Spitzbergen ausdrücklich darauf aufmerksam, daß gegen den Rand der Eisdecke, welche die Hauptinsel trägt, die Formen des Untergrundes auch in der Gestalt der Eisoberfläche zum Ausdruck kommen.

Sammel- und Abschmelzgebiet. Die Schneegrenze zerlegt das Gebiet jedes Gletschers in zwei Teile: im oberen überwiegt die Zufuhr von Niederschlag gegen die durch Strahlung und Luftwärme bewirkte Schmelzung; im unteren wird die Abschmelzung mächtiger mit der Entfernung von der Schneegrenze. Oben findet die Ernährung des Gletschers, unten die Vernichtung desselben statt.

Im oberen Gletschergebiete wird der Schnee gesammelt; er wird zeitweise der Sonnenstrahlung ausgesetzt und seine Oberfläche erhält dann infolge teilweisen Schmelzens und darauf folgenden Wiedergefrierens der Schneekristalle eine dünne Schicht körnigen Eises. Unter derselben befindet sich unversehrt der feinkörnige, trockene Hochschnee. Neu anfallende Niederschläge decken die umgeformte Oberfläche und erreichen eine gewisse Höhe über derselben; in der neuen obersten Schicht findet eine ähnliche Umwandlung statt, wie in der früheren, welche unter dem Druck ihrer Nachfolgerinnen immer tiefer herabsinkt. Der Druck und molekulare Kräfte wirken auf die ganze Schneemasse derart ein, daß sich mehrere Schneekristalle allmählich verschmelzen und zu einem Individuum vereinigen. Der Schnee erhält eine körnige Struktur, er wird zum Firn (= alter Schnee).

Während der Bewegung wird das Gefüge des Firns immer grobkörniger; kompaktes, aus Körnern verschiedener Größe bestehendes durchsichtiges Eis tritt in der Gletscherzunge an die Oberfläche.

Die Grenze zwischen schneefreiem und schneebedecktem Gebiete zieht sich vom Frühjahr zum Sommer immer höher hinauf, in demselben Maße, in welchem die aus dem vorhergehenden Winter stammende Schneedecke über dem Eise der Gletscherzunge und des untersten Teiles des Sammelbeckens abschmilzt. Im Spätsommer erreicht

diese Grenze ihren höchsten Stand und man beobachtet nicht selten, daß unter der jüngsten Schneedecke der aus dem vorhergehenden Jahre stammende, durch eine leichte Staubschicht etwas gefärbte Firn erscheint. In ihrer höchsten Lage dürfte die Schneegrenze auf dem Gletscher annähernd die Höhenlage der klimatischen Schneegrenze besitzen. Diese fällt dann mit der Firngrenze (Hügi) zusammen und weil letztere scheinbar eine geringere Veränderung ihrer Höhenlage erfährt, so benutzte man vielfach die Firngrenze zur Bestimmung der klimatischen Schneegrenze.

Aber auch die Firngrenze ist noch beträchtlichen vertikalen Schwankungen (100 bis 200 m) von einem Jahre zum anderen unterworfen. Es ist daher die Grenze zwischen Nähr- und Abschmelzgebiet eines Gletschers keine scharf definierte Linie; sie rückt in schneereichen Jahren weit gegen das Tal hinaus; sie zieht sich in trockenen, warmen Jahrgängen in bedeutende Höhen zurück und schwankt, wie die klimatischen Werte, von denen sie abhängt, während längerer Zeiträume um eine gewisse mittlere Lage.

An Stelle der Beobachtung und der Höhenbestimmung der Schneegrenze in der Natur, die nur in wenigen Fällen zuverlässig genug ausgeführt wird, tritt in neuerer Zeit die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze aus den Karten der Gletschergebiete. Wo diese Karten einen so hohen Grad von Exaktheit besitzen, wie in den Alpenländern, stellen sie ja die Aufzeichnungen vieler gewissenhafter Beobachter dar und es handelt sich schließlich nur um die Entwickelung brauchbarer Methoden, nach denen dieses Beobachtungsmaterial zur Ermittelung der Schneegrenze ausgebeutet werden kann.

Bisher werden vier Methoden in Anwendung gebracht.

I. Die von J. Partsch angegebene:

Man sucht die Höhen der eben noch vergletscherten und der eben noch schneefreien Stellen eines Gebirgszuges. Das würde auf eine Verbindungslinie der einzelnen kleineren Schneeflecken führen; diese sind aber selbst in Karten größeren Maßstabes nicht immer eingezeichnet und haben häufig einer orographischen Begünstigung ihre Existenz zu danken.

II. Die von E. Brückner angegebene Methode:

Aus einer größeren statistischen Zusammenstellung ergab sich, daß die Firnlinie das Gebiet eines Gletschers annähernd im Verhältnis 1 : 3 teilt, daß das Abschmelzgebiet etwa ein Drittel des Nährgebietes ist. Sucht man also bei den einzelnen Gletschern die Linie, welche die Horizontalprojektion in diesem Verhältnisse teilt, so erhält man annähernd die Firnlinie.

Diese Methode, welche eine etwas umständliche Arbeit mit dem Planimeter verlangt, wird wohl für größere Gruppen ziemlich richtige Werte liefern, da sich die Abweichungen, welche sich für einzelne Gletscher bald im einen, bald im anderen Sinne ergeben, schließlich nahezu aufheben.

III. Die von Kurowsky angegebene Methode:

Ebenso wie an der Firngrenze Gleichgewicht zwischen Niederschlag und Ablation besteht, ist dies auch für einen stationären Gletscher auf der ganzen Oberfläche der Fall; was im Firn an Niederschlag anfällt, wird im Abschmelzgebiete in der gleichen Zeit wieder entfernt. Kurowsky betrachtet nun den Niederschlag, ebenso wie den Betrag der Abschmelzung als Funktionen der Höhe und stellt eine allgemeine Formel auf, nach welcher sich die Höhe der Firngrenze berechnen läßt, wenn jene Funktionen bekannt sind. Für den Fall, daß lineare Funktionen der Höhe in die Formel eingehen, ergibt sich als Höhe der Firngrenze die mittlere Höhe des Gletschers. Dieser Fall wurde in Ermangelung genauerer Kenntnis des Zusammenhanges zwischen Höhe und Niederschlagsmenge bzw. Ablationsbetrag als tatsächlich gegeben angenommen und von Kurowsky zur Bestimmung der Schneegrenzhöhe im Finsteraarhorngebiete verwendet. Auch Jegerlehners Bestimmung der Schneegrenzhöhen für die Gletscher der Schweiz ist nach diesen Voraussetzungen durchgeführt.

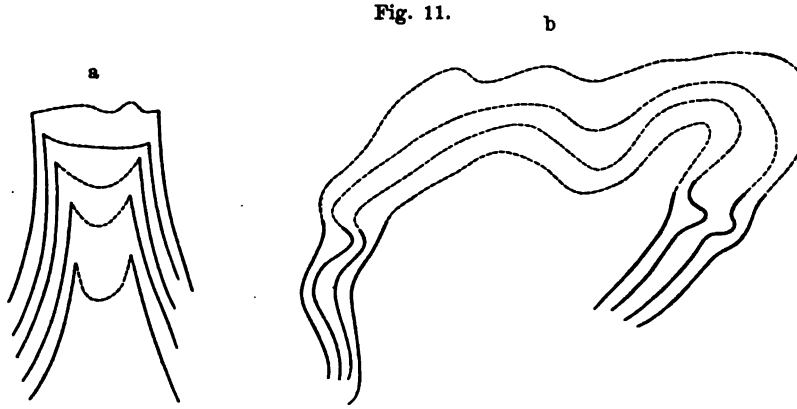
In Wirklichkeit ist weder die Abnahme des Abschmelzbetrages noch die Zunahme der Niederschlagsmenge der Höhe proportional; es sind verwickeltere, bisher fast gänzlich unbekannte Funktionen in Kurowskys allgemeine Formel einzusetzen und diese würden wohl die Ergebnisse etwas modifizieren. Die Abnahme der Ablation erfolgt oben langsamer als unten. An Stelle einer Zunahme der Niederschlagsmenge tritt wahrscheinlich eine Abnahme derselben mit der Höhe (im Bereich der Gletscher). Die Methode Kurowskys muß zu hohe Werte liefern und dies um so mehr, je höher und steiler die Firnfelder über die Schneegrenze aufsteigen. So berechtigt die allgemeine Formel für den stationären Gletscher ist, so wenig rechtfertigt die erreichbare Genauigkeit des Resultates die zeitraubende Planimetrierarbeit, welche die Anwendung der speziellen Formel erfordert.

IV. Auf eine vierte Methode habe ich seiner Zeit die Aufmerksamkeit gelenkt. Sie stützt sich, wie die Kurowskys, auf ein gutes Kartenmaterial, in welchem die Geländeformen mit Hilfe von Höhenlinien dargestellt sind, im übrigen auf die Beobachtung, daß die Form der Höhenlinien, welche über das Abschmelzgebiet laufen, eine wesentlich andere ist als die, welche im Firngebiete auftritt. Hier gehen die Höhenlinien ohne sprungweise Richtungsänderung vom Firn in die Felsumrahmung (Fig. 11b); im Abschmelzgebiete aber müssen, weil die Ablation am Gletscherrande größer als in der Mitte ist, die Höhenlinien Formen annehmen, wie sie Fig. 11a (a. f. S.) zeigt; sie müssen mit sprungweiser Richtungsänderung vom (schuttfreien) Eise auf das Felsgebiet übergehen. Sucht man also in der Karte die Stelle des Gletscherrandes, an welcher der Übergang der einen Isohypsenform in die andere auftritt, so hat man einen Punkt der Firnlinie. Diese wird nicht immer als eine Horizontalkurve verlaufen; an beiden Gletscherrändern werden

häufig die gefundenen Punkte wegen orographischer Begünstigung in ungleicher Höhe liegen. Beachtet man zudem, daß die Moränen nur im Abschmelzgebiete zu Tage treten, so wird der Verlauf der Firnlinie für eine große Zahl von Talgletschern ziemlich bequem gefunden und deren mittlere Höhenlage leicht angebbar.

Die Methode hat jedenfalls den Vorzug der Einfachheit für sich. Die Resultate, zu denen sie führt, stimmen nach meiner Erfahrung ziemlich gut mit der Wirklichkeit überein. Doch soll nicht geleugnet werden, daß die Übergangsstellen der einen Horizontalkurvenform in die andere nicht immer einwandsfrei festgestellt werden können.

Fig. 11.



Einen Vergleich der Ergebnisse, welche man bei Anwendung der beiden letztgenannten Methoden erhält, ermöglicht die Tabelle S. 72 bis 73, in welcher außer einer Reihe von Daten für die meisten großen Talgletscher der Schweiz die mittlere Höhe nach Jegerlehners Bestimmung und die „Firngrenze" nach meiner Ermittelung nebeneinander gestellt sind. Man bemerkt, daß die Firngrenze im allgemeinen bedeutend (im Mittel 270 m) unter die mittlere Höhe der Gletscher fällt. Geringer ist der Unterschied für die Titlisgruppe, wo die mittlere Höhe nach Jegerlehner 2610, die „Firngrenze" 2500 m hoch liegt.

Das allgemeine Resultat, welches beide Methoden liefern, ist jedoch dasselbe: Die Firngrenze wie die mittlere Höhe der Gletscher rücken für die Zentralalpen höher hinauf, als sie in den Randgebieten liegen. Nur der Zahlenwert der Verschiebung wird ein anderer. Daß die mittlere Höhe weit über die wirkliche Firngrenze emporrückt, zeigen nach meiner Meinung Jegerlehners Bestimmungen für die Monterosagruppe. Er findet als Mittelwert 3260 m, dabei sind Zahlen zwischen 3400 und 3650 m für acht, neben 2850 m für einen Gletscher. Also eine Schwankung von 800 m bei zwei fast unmittelbar benachbarten Gletschern. Dies glaube ich, zeigt deutlich genug, daß die mittlere Höhe nicht mit der Höhe der klimatischen Schneegrenze iden-

tisch ist. Bestimmt man das Verhältnis der Zungenoberfläche zur Firnoberfläche, so erhält man nach Zugrundelegung der mittleren Höhe im Mittel 1 : 1,3, während die „Firngrenze", wie sie aus der Form der Höhenlinien gefunden wurde, 1 : 3,8 liefert. Letztere Zahl stimmt für die im allgemeinen steilen Gletscher der Matterhorn-Monte Rosagruppe jedenfalls eher mit der Wirklichkeit überein, als erstere.

Lage der Schneegrenze in den Alpen. Sind auch die bisher verwendeten und verwendbaren Methoden zur Bestimmung der Schneegrenzhöhe aus den Karten nicht einwandsfrei und gestatteten sie auch nicht, den wirklichen Verlauf dieser Linie mit besonderer Genauigkeit anzugeben, so führte ihre Anwendung doch zu dem bereits erwähnten allgemeinen Resultate, daß die Schneegrenze in den Zentralalpen höher liegt als in den Randgebieten. Dieses zuerst von E. Richter für die Ostalpen gewonnene Ergebnis wurde durch Jegerlehner, Zeller und Kurowsky für die gesamten Gletscher der Schweiz bzw. für einzelne Gruppen bestätigt. Es ist in der kleinen Karte, Fig. 12 (a. S. 74), veranschaulicht, welche durch Zusammensetzung der entsprechenden Karten E. Richters und J. Jegerlehners entstand.

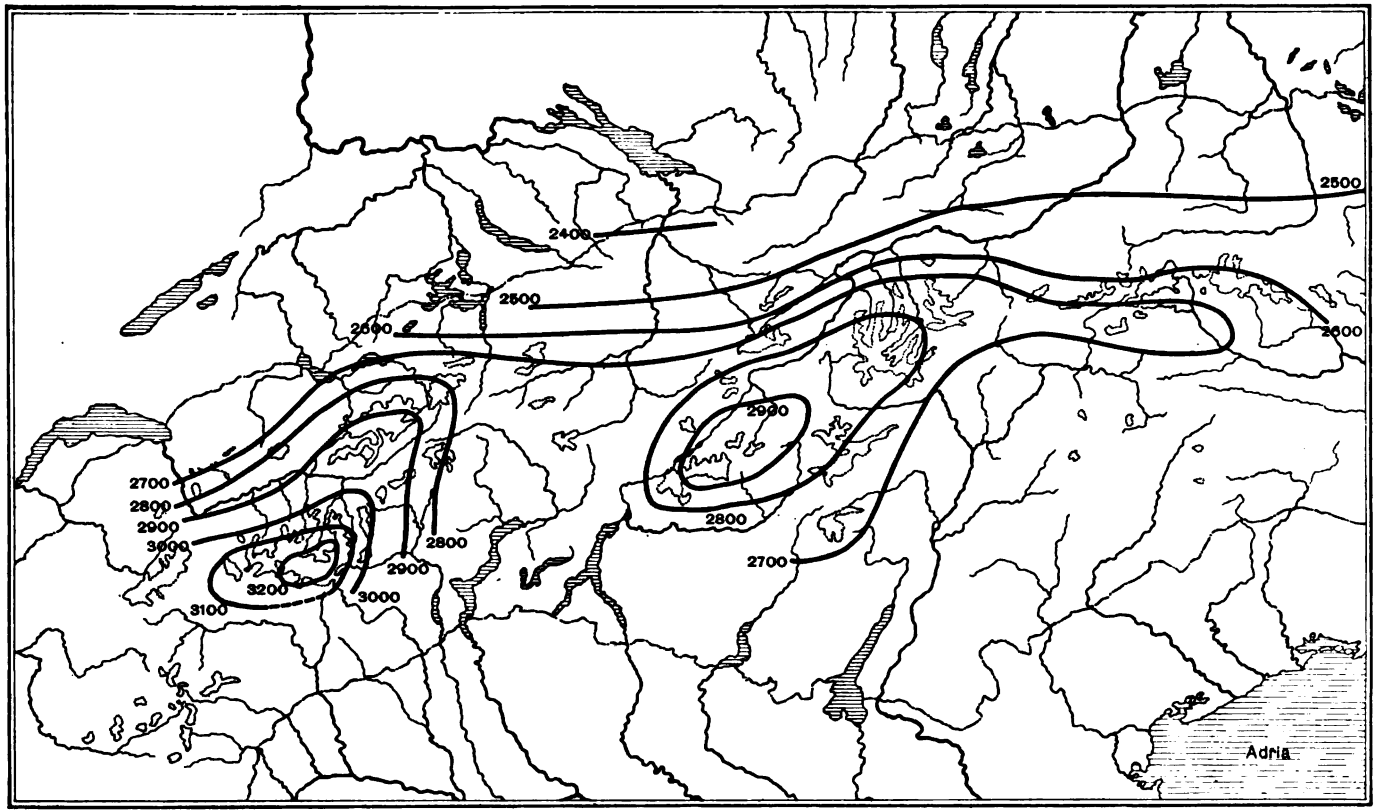
Der Grund für diese Erscheinung ist in erster Linie in den Kondensationsbedingungen zu suchen, welche in den Hochgebirgen vorhanden sind. Am Rande des Gebirges ist die Verflüssigung des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes intensiver, so daß eine Zone maximalen Niederschlages in einer gewissen Höhe auftritt. Über diese Zone reichen die Firngebiete der zentralen Gruppen weit hinauf; es fallen in den äußeren Teilen der Alpen auch im Winter viel mehr Niederschläge, deshalb muß auch eine größere Menge dauernd bleiben, als in den inneren Gebirgsregionen, welche gleich hoch liegen.

Richter untersuchte auch die Änderungen der Wärmeverhältnisse in der Schneeregion, welche während des Jahres auftreten. Gestützt auf das reiche Material, welches J. Hann über die Temperaturverhältnisse übersichtlich verarbeitet hat, berechnet er die Jahres- und die Sommertemperaturen für die Höhenlagen, in welchen nach seinen Ermittelungen die Schneegrenze größerer Gebirgsgruppen anzusetzen ist. Die Sommertemperaturen sind wegen der durch sie bedingten Abschmelzung der Gletscherzungen für die Existenz der letzteren von großer Bedeutung. Sind dieselben niedrig, so wird die Erhaltung der festen Niederschläge auch in geringerer Höhenlage begünstigt; liegen sie hoch, so reichen sie hin, um selbst große Schneemengen zu verflüssigen.

Gruppe	Gletscher	Exposition	Fläche ha
Montblanc	de Saleina	O	976
„	de Trient	N	724
Combin-Otemma	du Mont Durand	NO	1015
„	de Corbassière	N	2105
„	d'Otemma	SW	2558
„	de Breney	SW	1177
„	de Giétroz	NW	684
„	d'Arolla	N	1936
Matterhorn-Monte Rosa	Turtmann	N	1622
„	Bies	O	573
„	Zinal	N	1830
„	Moiry	N	800
„	Zmutt	O	2418
„	Ferpécle	N	2236
„	Za de Zan	SW	1405
„	Macugnaga	NO	918
„	Schwarzenberg	N	1134
„	Allalin	NO	1143
„	Fee	NO	2080
„	Ried	NW	968
„	Gorner	NW	6724
„	Findelen	W	2089
Finsteraarhorn-Dammastock	Gr. Aletsch	S	11510
	Ob. Aletsch	S	2845
„	Fiescher	S	4099
„	Oberaar	O	828
„	Unteraar	O	3931
„	Gauli	NO	2146
„	Rosenlaui	N	659
„	Ob. Grindelwald	NW	1061
„	Unt. Grindelwald	N	2947
„	Steinen	N	1232
„	Trift	N	2225
„	Rhone	SW	2167
Bernina-Monte Disgrazia	Albigna	NW	824
„	Forno	N	1129
„	Roseg-Tschierva	N	2209
„	Morteratsch	N	2132

Größte Länge km	Mittlere Neigung		Höhe des Gletscherendes m	Mittlere Höhe m	Firngrenze m	Flächenverhältnis Firn : Zunge (Zunge = 1)
	Firn	Zunge				
6,8	38°	31°	1640	2930	2850	1,9
6,3	20	34	1696	2950	2880	3,7
			Mittel	2940	2865	
6,3	17	19	2160	3000	2880	3,8
11,8	26	8	1940	3185	2760	3,4
6,9	18	12	2460	3080	2850	3,9
7,5	27	14	2490	3170	2940	2,6
5,5	19	26	2460	3190	2900	10,0
8,2	27	19	2020	2890	2880	1,8
			Mittel	3086	2870	
6,6	23	24	2180	3115	2880	4,0
4,2	43	43	2000	3440	2850	5,4
9,5	29	22	1890	3060	2800	2,0
6,4	24	25	2330	3130	2800	2,0
8,6	24	10	2115	3025	2850	1,0
8,6	24	22	1890	3040	2850	2,3
7,5	30	18	2250	3075	2600	5,5
6,3	42	22	1800	2850	2600	2,3
5,5	20	16	2310	3000	2800	3,5
7,6	31	33	2080	3230	2850	7,0
5,6	34	30	1950	3220	2800	5,6
7,0	25	28	2000	3270	2850	5,0
15,0	26	11	1840	3070	3000	2,3
9,9	19	15	2160	3230	2880	5,9
			Mittel	3127	2815	
26,8	20	7	1360	3060	2880	2,1
10,3	26	11	1950	2830	2800	2,1
16,1	24	16	1500	3130	2910	3,4
7,0	29	14	2240	2810	2700	1,8
16,0	24	12	1880	2790	2650	1,5
13,6	23	21	1940	2780	2650	2,2
5,2	24	34	1710	2910	2700	3,4
6,2	28	37	1350	2810	2650	4,8
10,1	32	24	1080	2820	2600	2,2
5,7	28	30	1880	2700	2550	3,7
9,3	32	27	1350	2740	2600	2,6
10,8	20	21	1770	2900	2730	3,5
			Mittel	2857	2700	
5,1	24	13	2100	2660	2640	2,4
8,2	23	8	2040	2870	2730	1,4
7,3	29	17	2070	2930	2730	2,3
8,1	28	12	1920	2940	2700	2,3
			Mittel	2850	2700	

Fig. 12.



Gletschergebiete.

Schneegrenzhöhen in den Alpen.

Das Ergebnis der Richterschen Untersuchung enthält die folgende Tabelle:

	Schneegrenze	Höchste Lage der Isotherme von 0°	Mittlere Sommertemperatur	Mittlere Jahrestemperatur
Silvrettagruppe . . .	2700 m	3400 m	+ 3,22°	— 3,33°
Tauern (Nordseite) .	2660 „	3560 „	+ 4,43	— 1,55
Österr. Kalkalpen . .	2500 „	3490 „	+ 4,99	— 1,19
Ötztalergruppe . . .	2800 „	3640 „	+ 3,43	— 3,89
Tauern (Südseite) . .	2800 „	3640 „	+ 4,14	— 2,70
Ortler	2800 „	3610 „	+ 4,04	— 3,27

„Sie zeigt, daß die Mitteltemperatur der vier warmen Monate an der Schneegrenze in jenen Gegenden, welche niedrige Schneelinie besitzen, nur unbedeutend oder gar nicht höher ist als in jenen mit hoher Schneelinie. Besonders auffallend ist die niedrige Sommertemperatur der ersten Gruppe, welche bei 2700 m Höhe um fast 1° kälter ist als z. B. die Tauern-Südseite bei 2800 m.“ [Bei der hohen Wärme (fast 5°) der Dachsteingruppe muß beachtet werden, daß dies Ergebnis wahrscheinlich zu hoch ist, da der Schafberggipfel, auf dem die Messungen vorgenommen wurden, abnorm warm ist.]

Dieses Resultat rechtfertigt nach E. Richter den Schluß: daß die tiefe Schneegrenze einzelner Gebirgsteile nicht ausschließlich durch den höheren Niederschlag, sondern auch durch geringe Erwärmung mit veranlaßt ist. Schneegrenzhöhen und Erwärmung ändern sich im gleichen Sinne. Damit stimmt auch die Zahlenreihe über Wanderung der Isotherme von 0° überein.

Die inneren Teile der Alpen sind durch Trockenheit, höhere Temperatur, klares Winterwetter und Hinaufrücken der Vegetations- und Schneegrenzen gekennzeichnet.

Zu demselben Resultate, daß auch die Temperatur von bestimmendem Einflusse auf die Höhe der Schneegrenze ist, gelangt J. Jegerlehner. Er glaubt allerdings, im Gegensatz zu Richter, daß die Temperatur der einflußreichere Faktor sei.

So lange genügend viele Messungen der Niederschlagsmengen in der Gletscherregion fehlen, wird es nicht möglich sein, das Gewicht beider Faktoren mit einiger Sicherheit zu bestimmen (vgl. übrigens S. 81).

An Einzelergebnissen, zu denen Richters und Jegerlehners Untersuchungen führten, ist noch hervorzuheben:

1. Die Schneegrenze liegt auf der Nordseite der einzelnen Gruppen tiefer als auf der Südseite.

2. In jeder Gruppe steigt die Schneegrenze vom Rande gegen das Erhebungs- bzw. Vergletscherungszentrum an.

Lage der Schneegrenze im Kaukasus. Die Untersuchungen, welche der verdienstvolle russische Kaukasusforscher H. Abich 1877 veröffentlichte, ergaben, daß im Kaukasus die Höhe der Schneegrenze vom Schwarzen Meere an allmählich ansteigt, in demselben Maße, in welchem die pontische Kette sich vom Meere entfernt. In den pontisch-abchasischen Alpen am Fischta und Oschten (43° 57′ nördl. Br., 57° 34′ östl. L. v. F.) liegt die Schneegrenze am Nordabhange bei 2740 m, am Südabhange bei 2600 m, am Westabhange noch etwas tiefer. Am Elbrus (43° 21′ nördl. Br., 60° 6′ östl. L.) erreicht sie auf der Nordseite 3425 m, auf der Westseite 3330 m, im Osten 3200 m. Im Goribologebirge (42° 53′ und 61° 0′) wird sie zu 2900 m geschätzt; am Kasbeck (41° 56′ und 62° 11′) wurde sie von Kolenatis und Chatisjan zu 3100 m (Osten) und 3628 m (Süden) bestimmt. Am Schach Dagh (41° 16′ und 65° 43′) liegt sie nach Abich bei 3720 m, eine Zahl, die den Mittelwert mehrerer um 1047 m schwankender Angaben bildet.

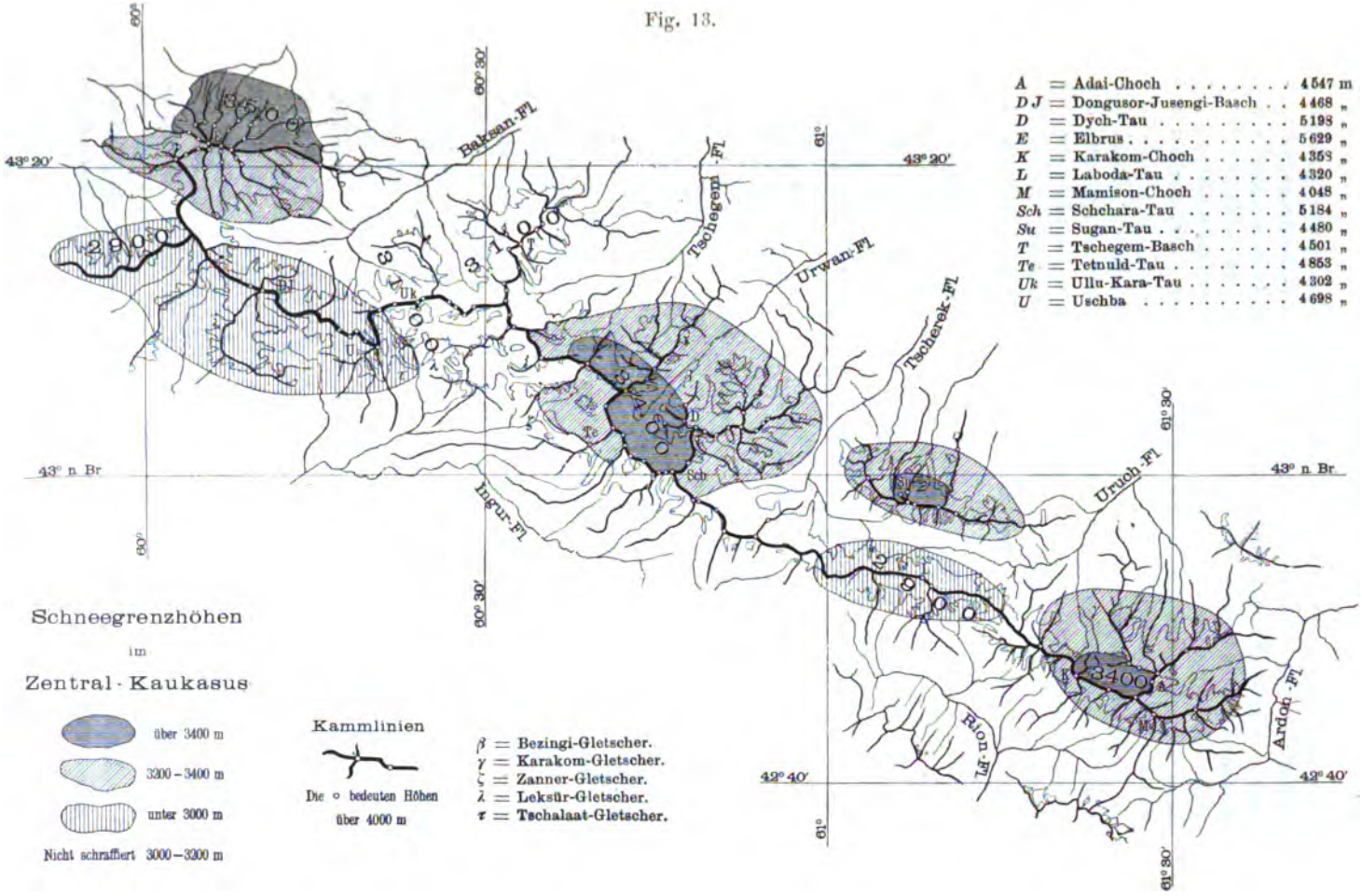
N. J. Dinnik gibt, auf Beobachtungen Stabnitzkys gestützt, für den Südabhang im westlichen Kaukasus 2900 m, im östlichen 3500 m, für den Nordabhang entsprechend 3300 bzw. 3900 m als Mittelwerte an (vergl. G. Merzbacher: Aus den Hochregionen des Kaukasus I, S. 36).

Mit diesen Beobachtungsergebnissen stimmen die Resultate, welche ich bei Bestimmung der „Firnlinie“ aus den in 1 : 42 000 hergestellten Originalaufnahmen des Generalstabes der kaukasischen Armee erhielt, recht gut überein. In Fig. 13 habe ich meine Ergebnisse für die Hauptkette des Zentralkaukasus zusammengestellt.

Man bemerkt, daß in der Tat der Südabhang durchweg eine viel niedrigere Schneegrenzhöhe zeigt als der Nordabhang. Im Elbrusmassiv ist der Unterschied sehr deutlich ausgeprägt und beträgt etwa 300 m. Auf der Südseite dieser in großer Ausdehnung mehr als 5000 m Höhe erreichenden Masse ist die Schneegrenzhöhe über 3200 m; der Nordabhang der vorgelagerten Hauptkette hat hier nur 3000 m, der Südabhang derselben nur etwa 2900 m Höhe der „Firnlinie“. Nach Westen hin sinkt dieselbe am Hauptkamme auch auf der Nordseite auf 2900 m. Folgen wir dem Hauptkamme nach Osten, so finden wir auf der Südseite ein rasches Ansteigen der Firnlinie bis auf 3200 m. Vom Tschingen-Tau bis zum Katuin-Tau, auf eine Länge von etwa 10 km, behält sie diese Höhenlage. Auch auf der Nordseite findet ein Ansteigen statt. Der zum Tschegem-Basch nordwärts ziehende Seitenkamm hat fast 3200 m Schneegrenzhöhe.

Weiter nach Osten aber steigt diese Grenze rasch bis über 3400 m, wo sie in den Sammelbecken des Schaurtu- und des großen Bezingigletschers angetroffen wird. Auf dem nordostwärts verlaufenden Seitenkamme, der den Dych-Tau, Koschtan-Tau und andere über oder fast 5000 m hohe Berge verbindet, liegt sie etwas unter 3200 m. Weiter nach Osten beim Laboda-Tau sinkt sie auf eine Strecke von 20 km auf

Fig. 13.



A = Adai-Choch . . . . . 4547 m
D J = Dongusor-Jusengi-Basch . . 4468 „
D = Dych-Tau . . . . . 5198 „
E = Elbrus . . . . . 5629 „
K = Karakom-Choch . . . . . 4358 „
L = Laboda-Tau . . . . . 4320 „
M = Mamison-Choch . . . . . 4048 „
Sch = Schchara-Tau . . . . . 5184 „
Su = Sugan-Tau . . . . . 4480 „
T = Tschegem-Basch . . . . . 4501 „
Te = Tetnuld-Tau . . . . . 4853 „
Uk = Ullu-Kara-Tau . . . . . 4302 „
U = Uschba . . . . . 4698 „
Baksan-Fl
Tschegem-Fl
Urwan-Fl
Tscherek-Fl
Uruch-Fl
Ingur-Fl
Rion-Fl
Ardon-Fl
43° 20′
43° n. Br.
42° 40′
60°
60° 30′
61°
61° 30′
3500
3100
3400
2900
Schneegrenzhöhen
im
Zentral-Kaukasus
über 3400 m
3200 – 3400 m
unter 3000 m
Nicht schraffiert 3000 – 3200 m
Kammlinien
Die ○ bedeuten Höhen
über 4000 m
β = Bezingi-Gletscher.
γ = Karakom-Gletscher.
ζ = Zanner-Gletscher.
λ = Leksür-Gletscher.
τ = Tschalaat-Gletscher.

2900 m herab; aber in der dem Hauptkamme hier parallel gehenden Seitenkette des Sugan-Tau erreicht sie auf dem Südabhange 3200 m und im kleinen Bezirke des Nordhanges mehr als 3400 m. Gegen den Karakom-Choch und das von hier zum Adai-Choch ziehende Gratstück steigt die Firngrenze wieder an, erreicht auf der Südseite 3200 m und in dem Becken des Karakomgletschers und seiner Nachbarschaft auf der Nordseite wiederum 3400 m.

Vergleichen wir mit den Schwankungen, welche der Stand der Firngrenze längs des Hauptkammes erfährt, die Höhenänderungen des letzteren, so finden wir einen recht gut ausgeprägten Parallelismus. Je größer die mittlere Kammhöhe, um so höher, je geringer die mittlere Kammhöhe, um so tiefer liegt die Firngrenze, sowohl am Nord- als am Südabhange.

Die Umrahmung des Karakomfirns enthält viele Punkte, welche über 5000 m liegen; ebenso die des Bezingifirns. In der Nähe des Laboda-Tau aber sinkt die Kammhöhe vielfach unter 3500 m herab; auch im westlichen Teile des Hauptkammes erreicht dessen Höhe selten 4000 m, und je weiter wir ihm nach Westen folgen, um so mehr sehen wir seine Gipfelpunkte unter 3500 m liegen.

Es ist kein Zweifel, daß die Massenerhebung in ursächlichem Zusammenhange mit der Höhenlage der Firnlinie steht. Aber in welchem?

Sehen wir uns die Lage des kaukasischen Hochgebirges etwas näher an, so finden wir, daß in dessen westlichem Teile sicher der Südabhang die Regenseite ist. Die feuchten Luftströme, welche vom Pontus her wehen, müssen während des Aufsteigens an der Südseite des Gebirges ihren Wassergehalt abgeben und demgemäß in den Hochregionen zu starken Schneeansammlungen führen. Je höher der Gebirgskamm ansteigt, um so mehr wird auch die Luft in die Höhe getrieben und die Senkungen des Kammes werden für sie zu Pässen, über welche die Hauptmasse hinwegzieht. Die Riesenmauern, zwischen denen diese Pässe eingeschnitten sind, wirken wie gewaltige Stauscheiben und bekommen eine verhältnismäßig schwache Zufuhr feuchter Luft. An ihrem Fuße muß die alljährlich anfallende Niederschlagsmenge kleiner sein als in der Nähe der Einsattelungen des Kammes, über welche die Zugstraße der Wolken führt. Es fehlen zwar im Kaukasus noch mehr als in den Alpen die Hochstationen mit regelmäßigem meteorologischem Dienste, aber gerade die Gletscherverhältnisse am Laboda-Tau und zwischen Karakom-Choch und Mamison-Choch stimmen recht gut zu der Darstellung, die wir eben gaben: trotzdem die Kammhöhe in der Nähe des ersteren Gipfels um fast 800 m niedriger ist als das Stück zwischen den beiden anderen, finden wir auf der Südseite des Hauptkammes an beiden Stellen fast die gleiche Gletscherentwickelung.

Die Einsattelung des Hauptkammes wirkt wie eine Ausflußöffnung, gegen welche hin die Luftströme konvergieren. Dieses Zusammen-

strömen der feuchten Luftmassen muß sich natürlicherweise schon auf eine größere Entfernung vom Kamme geltend machen und die Niederschläge werden deshalb in der Umgebung der Einsattelung konzentriert, wo sich wegen der Luftverdichtung die Kondensationsbedingungen besonders günstig gestalten.

Eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse, welche die Niederschlagsmessungen im Kaukasusgebiete bis zum Jahre 1892 lieferten, gab A. B. Wossnesenskij. Das Beobachtungsmaterial ist recht lückenhaft und enthält fast nichts über die Verhältnisse in den Hochregionen. Aus den kartographischen Darstellungen sieht man, daß am Ufer des Schwarzen Meeres die größten Niederschlagsmengen fallen (in Poti maximal 2252 mm, 1614 mm im Mittel von 1868 bis 1892). Gegen das Gebirge hin zeigt sich hier zunächst eine Abnahme des jährlichen Regenfalles.

1892 { Poti . . . . . 2252 mm Kutaïs . . . . . 1452 mm
{ Abedati . . . . 1813 „ Oni . . . . . 957 „

Dasselbe zeigt sich bei dem Niederschlagszentrum von Sotchi, am Nordwestabhange der Gebirgskette. Dagegen tritt längs des ganzen Nordnordost-Abhanges recht deutlich eine Zunahme der Niederschlagsmengen mit Annäherung an das Gebirge hervor. Ein Beispiel dafür bietet die Reihe der Stationen, welche im Tale des Terek bis zur Paßhöhe der grusinischen Heerstraße liegen. Vom höchsten Punkte an auf der Südseite abwärts zeigt sich eine Abnahme des Regenfalles.

Station	Seehöhe m	Entf. v. Hauptkamm km	Niederschlag (1902) mm
Kisljar	—11	200	331
Grosnyi	125	110	432
Wladikaukas	684	52	677
Kobi	2005	6	738
Gudaursk	2022	4	981
Gori	594	80	489
Tiflis	468	90	389
Jelisabetopol	445	100	163

Ob es gerechtfertigt ist, für die kaukasischen Gletschergebiete die jährliche Niederschlagsmenge zu 4 m zu veranschlagen, wie dies von einzelnen Forschern geschieht, möchte ich allerdings bezweifeln. Zeigt die vorstehende Tabelle auch deutlich eine Zunahme der Niederschläge mit Annäherung an den Hauptkamm, so stützt sie doch die Annahme einer so bedeutenden Steigerung in größeren Höhen nicht. Im Innern des Hochgebirges fehlen, wie leicht begreiflich ist, bisher alle Messungen der Schnee- und Regenmengen.

Die Luftmengen, welche den Hauptkamm von Süden her überschreiten, haben fast alle Feuchtigkeit, die sie mit sich führten, während des Aufstieges abgegeben. Ein trockener Luftstrom sinkt auf der Nordseite der Kette herab. Das geht überzeugend aus dem Umstande hervor, daß die im Norden der beim Laboda-Tau auftretenden Kammsenke verlaufende digorische Seitenkette, welche im Sugan-Tau kulminiert, auf der Südseite eine sehr geringe Gletscherentwickelung zeigt. Diese ist nicht nur dem Flächeninhalte nach sehr klein, sondern auch die Gletscherenden haben hier durchweg die relativ höchste Lage des ganzen Gebietes.

Die Größe der Vergletscherung im zentralen Kaukasus und die Verteilung der Eisbedeckung auf die beiden Hauptseiten des Gebirgskammes ist aus folgender Tabelle ersichtlich. Man bemerkt, daß nicht nur in der Größe der vergletscherten Fläche (1068 km² gegen 773 km²), sondern auch in der Zahl der Talgletscher ein Unterschied zu Gunsten der Nordseite des Hauptkammes auftritt. Trotzdem hier die Schneegrenze im Mittel um etwa 200 m höher liegt als auf der Südseite, erreichen die Eisströme größere Dimensionen. Gehen sie auch (im Mittel) im Süden weiter herab als im Norden, so haben wir doch in erster Linie an die Einwirkung der Insolation zu denken, um das bei der tiefen Lage der Schneegrenze sehr rasche Verschwinden der Gletscher auf der Südseite zu verstehen. Die Abschmelzung an den Gletscherzungen muß hier wohl sehr bedeutende Werte erreichen. Dementsprechend müßten auch große Geschwindigkeiten in der Abwärtsbewegung der in den Firnfeldern angesammelten Schnee- und Eismassen festzustellen sein. Messungen der Geschwindigkeit sind mir nicht bekannt geworden, doch sprechen die Neigungsverhältnisse, der steile Abfall des Gebirges auf der Südseite (vgl. Karte II.), für ein solches Verhalten.

	Fläche der Eisbedeckung	Höhe der Schneegrenze	Mittl. Höhe der Gletscherenden [1])
Elbrus, Nordseite	101 km²	3560	2990 (12)
„ Südseite	92 „	3200	2620 (16)
Hauptkamm, Nordseite	785 „	2900 — 3400	2490 (56)
„ Südseite	553 „	2900 — 3200	2400 (27)
Kette des Sugan-Tau, Nordseite .	49 „	3200	2570 (4)
„ „ „ Südseite .	24 „	3200 — 3400	3085 (5)
Kette des Tepli-Tau, Nordseite .	24 „	—	—
„ „ „ Südseite .	19 „	—	—
Kasbek, Nordseite	109 „	—	—
„ Südseite	85 „	—	—
	1841 km²		

[1]) Die in Klammern beigefügten Zahlen bedeuten die Anzahl von Talgletschern, für welche der Mittelwert gilt.

Wenn nun die von Süden her kommenden Luftmassen ausgetrocknet auf der Nordseite herabfallen, so können sie natürlicherweise nicht die Existenz der ausgedehnten Vergletscherung auf dieser Abdachung der großen Gebirgskette verursachen. Wir müssen annehmen, daß die von Nord, Nordost und Ost zuströmenden Winde den Hochregionen die Feuchtigkeit zuführen, welche die Bildung der großen Eisdecke ermöglicht. Allerdings werden die aus rein nördlicher Richtung kommenden Luftströmungen, welche über die Steppe zogen, ziemlich trocken sein; aber die nordöstlichen und östlichen Winde bringen die dem Kaspischen Meere entsteigenden Dämpfe.

Entsprechend der geringeren Niederschlagsmenge, welche das nördliche Gebirgsvorland aufweist (Wladikawkas, 722 m Seehöhe, 970 mm; Alagirsk, 700 m Seehöhe, 993 mm; Temir-Chan-Schura, 467 m Seehöhe, 510 mm), ist wohl auch in den höheren Regionen der jährliche Anfall an Schnee geringer als auf der Südseite des Gebirges und deshalb liegt auch im Norden die Schneegrenze weit höher. Wir finden also bei den gegenüber den alpinen wesentlich einfacheren kaukasischen Verhältnissen einen ausreichenden Grund für die Verschiedenheit der Ausdehnung der Vergletscherung und der Höhe der Schneegrenze, wenn wir die Unterschiede in der Niederschlagsmenge allein ins Auge fassen. Besondere Einflüsse der Temperatur machen sich nur insofern geltend, als auf der Südseite trotz der tiefen Lage der Schneegrenze die Gletscher nicht wesentlich weiter herabsteigen als am Nordhange.

Vierter Abschnitt.

Verbreitung und Dimensionen der Gletscher.

1. Europäische Gletschergebiete: Alpen, Pyrenäen, Kaukasus, Skandinavien, Island, Jan Mayen. 2. Gletscher in Asien. 3. Gletscher in Amerika: Zentralamerika, Nordamerika, Alaska, Südamerika. 4. Gletscher in Afrika. 5. Gletscher auf Neuseeland. 6. Gletscher der Polargebiete: Grönlands Inlandeis, Spitzbergen, Franz-Josefs-Land, Nowaja Semlja, Arktisches Amerika, Südpolarregion, Bodeneis.

1. Europäische Gletschergebiete.

Alpen. Die Eisbedeckung der Schweiz wurde 1877 vom eidgenössischen statistischen Bureau aus den Karten des Siegfriedatlas zu 1841 qkm bestimmt. In der mehrfach erwähnten Arbeit von J. Jegerlehner, der im wesentlichen das gleiche Material zugrunde lag, wurde sie zu 1838,8 qkm, also fast ebenso groß gefunden. In dem an die Schweiz angrenzenden italienischen Alpengebiete verzeichnet der eben genannte Forscher 104 Gletscher mit zusammen 189,9 km². Für die Ostalpen fand E. Richter ein Gesamtareal der Gletscher von 1461,9 km².

Das ganze Alpengebiet hat von der Montblanc-Kette bis zur Ankogel-Gruppe 3765,9 km² Eisbedeckung. Nur das Areal der Gletscher im Dauphiné und im westlichen italienischen Alpengebiete fehlt dabei.

Von den größeren Gletschergruppen umfassen:

Gruppe:	Montblanc	277,2 km²
„	Arolla-Combin	176,1 „
„	Monte Rosa-Matterhorn	445,0 „
„	Finsteraarhorn	482,3 „
„	Trift	115,7 „
„	Bernina	122,8 „
„	Ortler	191,5 „
„	Ötztal-Stubaier	484,6 „
„	Tauern	530,8 „

Aus X. Imfelds Karte der Montblanc-Gruppe entnehme ich folgende Daten für die Talgletscher:

	Fläche km²	Größte Länge km	Höhe des Gletscherendes
Glacier du Tour	9,5	5,4	—
„ d'Argentière	23,1	10,6	—
Mer de Glace	55,3	15,0	1150
Glacier des Bossons	10,4	8,0	1099
„ de Tacconaz	7,1	5,6	1397
„ de Bionnassay	6,0	6,1	—
„ de Trélatête	13,8	8,8	1675
„ de l'Allée blanche	4,9	4,8	—
„ de Miage italien	18,9	8,8	2000
„ de la Brenva	9,4	6,4	1500
„ de Triolet	6,6	5,0	1864
„ de Pre de Bar	4,3	4,4	2007

Weitere allgemeine Angaben über diese Gletscher können zur Zeit nicht gemacht werden, da die französischen Karten keine Höhenlinien enthalten.

Einen genaueren Einblick in die Größenverhältnisse der bedeutenderen Ostalpengletscher gewährt die Tabelle auf folgender Seite, welche mit der S. 72 bis 73 zu vergleichen ist.

Die Flächen, welche in dieser Tabelle angegeben sind, hat zum größten Teile E. Richter ermittelt; er bearbeitete die österreichischen Originalaufnahmen 1 : 25000 sehr sorgfältig und die von ihm gefundenen Zahlenwerte sind deshalb zuverlässiger, als die aus den Karten in 1 : 75000 oder den Alpenvereinskarten erhältlichen Werte, welche zumeist kleiner als die Richterschen ausfallen. Nur in wenigen Fällen, für die seit dem Erscheinen der „Gletscher der Ostalpen" noch besseres Kartenmaterial zugrunde gelegt werden konnte, habe ich die Zahlen eingesetzt, welche diesem entsprechen.

Die übrigen Angaben der Tabelle wurden den vom Deutsch-österreichischen Alpenverein herausgegebenen Karten 1:50000 entnommen. Als größte Länge ist, wie in Tabelle S. 72 bis 73, die der längsten Bewegungslinie angegeben. Die Werte der Neigungswinkel sind nur Näherungswerte; die Lage der Firnlinie ist nach meinem Verfahren bestimmt, so gut es die Karten erlauben. Daß im allgemeinen der Fehler bei dieser Bestimmung nicht besonders groß ist, ersieht man aus den verhältnismäßig kleinen Schwankungen in der Höhenlage der Firnlinie selbst und im Werte des Verhältnisses von Firn- zu Zungenoberfläche. In einzelnen Fällen weisen die Abweichungen dieses Verhältnisses vom Mittelwerte (3,1 : 1) auf Unsicherheiten in der Bestimmung der Firnlinienhöhe, in anderen Fällen, wobei diese Höhe für benachbarte Gletscher gut übereinstimmt, zeigt sich, daß orographische Besonderheiten

Gruppe	Gletscher	Exposition	Fläche km²	Größte Länge	Mittlere Neigung Firn	Mittlere Neigung Zunge	Höhe des Gletscherendes	Firnlinie	Verhältnis Zunge : Firn
Ortler	Suldenferner	N	10,9	5,0	29°	25°	2220	2750	2,1
„	Vedr. del Forno	N	17,3	6,3	24	16	2160	2850	3,8
„	Vedr. la Mare	O	7,2	4,7	29	40	2460	2900	6,0
„	Langenferner	N	16,4	5,8	25	33	2430	2850	4,0
„	Zerfallferner								
Adamello	Mandron	N	13,7	9,9	15	24	1665	2800	3,2
„	Lobbia	N	6,3	5,4	19	42	1850	2800	3,4
Ötztaler	Gepatsch	N	25,0	9,7	14	15	1900	2850	3,7
„	Hintereis	NO	13,8	10,2	19	8	2300	2850	2,2
„	Hochjoch	N	11,9	6,2	18	12	2500	2900	2,7
„	Vernagt-Guslar	SO	16,0	5,5	18	16	2500	3000	3,0
„	Taschach	NO	10,7	6,3	26	31	2100	2900	3,4
„	Mittelberg	N	16,3	7,6	16	21	1920	2850	4,2
„	Langtauferer	W	8,4	6,0	29	26	2150	2800	3,0
„	Marzell	N	7,1	7,0	27	18	2250	2850	3,3
„	Schalf	W	12,3	8,0	18	14	2250	2900	3,8
„	Gurgler	W	14,5	9,8	14	14	2190	2900	2,8
„	Langtaler	W	5,7	6,4	21	10	2520	2800	1,8
„	Rotmoos	W	6,3	4,3	26	16	2350	2800	2,1
Stubaier	Sulztaler	N	5,8	4,0	20	16	2304	2750	3,8
„	Sulzenau	NO	6,1	4,1	29	20	2400	2750	3,4
„	Übeltal	O	11,9	5,6	16	30	2080	2650	4,1
„	Alpeiner	NO	7,7	5,0	19	20	2270	2750	2,8
Zillertaler	Schlegeis	NW	7,4	3,6	30	30	1990	2600	3,4
„	Waxegg	N	5.3	3,7	26	23	1920	2600	2,0
„	Schwarzenstein	N	7,2	4,0	27	15	2100	2600	2,5
„	Hornkees	N	5,7	4,4	25	15	1980	2600	2,0
„	Floitenkees	N	7,1	4,7	29	24	1800	2600	1,8
Tauern	Krimmler	N	7,9	4,0	30	22	1980	2500	2,5
„	Obersulzbach	N	16,0	6,3	16	17	1950	2600	3,0
„	Untersulzbach	N	11,8	7,0	22	13	1850	2600	3,9
„	Schlatenkees	O	11,8	6,0	23	15	2100	2600	2,5
„	Dorfer	S	7,9	5,3	25	20	2150	2650	3,1
„	Mullwitz	S	5,8	5,1	29	20	2250	2800	3,8
„	Viltragen	O	9,9	4,9	25	22	2100	2600	3,8
„	Umbal	S	8,4	5,8	29	25	2310	2700	2,2
„	Pasterze	O	32,0	10,4	21	13	1950	2650	2,6

den Wert dieses Verhältnisses wesentlich zu ändern vermögen; es kommt dem Mittelwerte eben für den einzelnen Fall keine besondere Genauigkeit zu.

Der größte Gletscher der Ostalpen ist die Pasterze mit ihren 32 km²; ihr folgen die Gepatschferner mit 25 km², die Vedretta del Forno mit 17,3 km² und der Mittelbergferner mit 16,3 km². Der Längenentwickelung nach ist ebenfalls die Pasterze am bedeutendsten, dann folgen Hintereis, Mandron, Gurglergletscher usw.

Wie schon aus der Gegenüberstellung der Anzahl von Talgletschern in den Ostalpen und in der Schweiz hervorgeht, ist trotz der fast gleich großen Eisoberfläche das letztere Gebiet wesentlich reicher an großen Gletschern als ersteres. Die Pasterze wird an Größe übertroffen vom Aletschgletscher (115 km² und 26,8 km Länge), vom Gornergletscher (67,2 km² und 15 km Länge), vom Fiescher gletscher (41 km² und 16 km Länge) und vom Unteraargletscher (39 km² und 16 km Länge). Gletscher mit mehr als 20 km² Fläche zählt die Schweiz 17, während in den Ostalpen nur zwei solche vorhanden sind.

Gletscher der Pyrenäen. Die Pyrenäen bilden einen einzigen vom Golf de Gascogne bis zum Mittelmeer verlaufenden Kamm, der sich in seinem zentralen Teile zwischen Col de la Perche und Pic d'Ohry auf eine Länge von 250 km, die ungefähr die Hälfte der ganzen Länge des Gebirges ausmacht, bis zu einer mittleren Höhe von 2500 m erhebt. Die beiden seitlichen Teile erreichen nur Mittelgebirgshöhe.

Die größte Erhebung im Westen des Gebirges, der 2590 m hohe Pic d'Anie, verliert nie Schneeflecke; die Schneegrenze liegt also hier bei etwa 2600 m; im Hauptkamme erreicht sie nach den Beobachtungen von Ramond 2800 m und im Osten wird der 2800 m hohe Canigon alljährlich ganz schneefrei, so daß die Schneegrenzhöhe hier etwa 2900 m beträgt.

Die Entwickelung des Gletscherphänomens ist in den Pyrenäen ziemlich schwach — entsprechend der Gestaltung des Gebirges — von dem nur ein relativ kleiner Teil über die Höhe der Schneegrenze emporsteigt (höchster Gipfel Maladeta, 3404 m). F. Schrader bestimmt das von Schnee und Eis bedeckte Gebiet zu insgesamt 40 km². Nur ein Talgletscher ist vorhanden; der des Vignemale, dessen kurze Zunge bei 2200 m endet. Sonst bestehen nur wenig ausgedehnte Kar- und Hängegletscher, die ebenso wie der erstere, alle auf der Nordseite des Gebirges liegen. Die Südseite ist ganz frei von dauernder Schnee- und Eisbedeckung.

Einzelne Schneeflecke, aber keine eigentlichen Gletscher, finden sich in geschützter Lage in der bis zu 3567 m ansteigenden spanischen Sierra Nevada.

Kaukasus. Von der Ausdehnung der Vergletscherung des Kaukasus geben die Tabelle S. 80 und die folgende Zusammenstellung der wichtigsten Daten für einzelne Gletscher des Zentralkaukasus eine

Vorstellung. Die Angaben habe ich der russischen Spezialkarte 1 : 42000 entnommen. Dabei habe ich die Felsgebiete, welche die eigentlichen Gletscher umrahmen und solche, die in die Firnmulden hineingreifen, mit zur Bestimmung der Fläche verwendet. Zweifellos tragen die Niederschlagsmengen, welche auf diese Felsen fallen, mit zur Ernährung der Gletscher bei; andererseits ist sicher, daß die eigentlichen, in Bewegung befindlichen Eismassen, also eben die Gletscher erst am Fuße dieser aperen, häufig an 1000 m und mehr Höhe besitzenden Felswände beginnen. Deshalb habe ich auch noch die Größe der reinen Firn-

Gletscher	Fläche in km²				Größte Länge in km	Seehöhe in m		Seite des Hauptkammes
	ganze	Einzugsgebiet	Firn ohne Fels	Zunge		der Firnlinie	des Gletscherendes	
Ullu-Tschiran	12,2?	8,5	8,5	3,7	8,4	3530	2820	N
Kara-Tschul	7,2?	4,6	4,6	2,6	7,9	3570	3048	N
Kukurtiu	6,7	4,8	4,8	1,9	7,6	3270	2778	W
Irik	11,7	9,3	9,3	2,4	11,0	3200	2540	O
Asau	27,0	20,2	14,2	6,8	12,6	3300	2330	N
Jusengi	13,7	8,9	6,0	4,8	6,2	3130	2430	N
Dolra	8,8	7,3	4,4	1,3	6,7	3040	2420	S
Kwisch	28,3	22,7	17,2	5,6	9,1	3040	2210	S
Scheldii	27,4	22,3	10,4	5,1	6,8	3100	2210	N
Basch-Kara	8,8	7,1	6,5	1,7	6,3	3150	2360	N
Uschba	17,7	14,9	8,3	2,8	6,8	2950	2110	S
Tschalaat	27,8	22,8	10,9	5,1	9,1	2990	1622	S
Leksür	59,5	45,2	25,1	14,3	14,3	3150	1730	S
Seri-Kitlod	61,8	48,6	15,9	13,2	10,9	3050	2030	S
Zanner	55,6	44,4	37,9	11,2	12,2	3200	2085	S
Adisch	12,2	9,5	9,5	2,7	8,3	3200	2280	S
Chalde	18,9	15,2	10,4	3,7	6,5	3050	2460	S
Kulak	20,5	13,6	9,9	6,9	7,2	3300	2420	N
Schaurtu	19,2	15,5	12,6	3,7	8,6	3400	2150	N
Bezingi	63,8	44,9	33,3	18,9	14,7	3380	1990	N
Dych-Kotui-Su	56,2	45,0	33,7	11,2	12,0	3200	2050	N
Mischirgi	21,1	16,7	12,8	4,4	9,2	3170	2240	N
Ullu-Kuz	15,2	11,9	11,0	3,3	7,6	3150	2470	N
Fütnargin	24,6	18,0	18,0	6,6	11,8	3040	2160	N
Naschaschbita	11,3	8,1	7,6	3,2	6,2	3300	2530	N
Sugan	7,6	5,1	3,8	2,5	6,5	3400	2750	N
Tana-Zete	16,4	12,6	11,5	3,8	7,0	2900	2120	N
Karakom	40,0	33,0	26,5	7,0	13,7	3430	1765	N
Zeja	20,7	17,2	11,6	3,5	9,0	3200	2020	N
Gimarai	21,3?	—	—	—	8,0	—	2330	N
Devdorak	7,6?	—	—	—	5,5	—	2300	N

fläche angegeben. Man sieht, daß die Unterschiede zwischen dieser und dem Einzugsgebiete in vielen Fällen recht bedeutend sind.

Die Flächenräume, welche die größeren Gletscher des Elbrus- und des Kasbekgebietes bedecken, sind, wie bereits bemerkt wurde, nicht mit voller Sicherheit anzugeben.

Unter den größeren Talgletschern des Zentralkaukasus sind 15, welche mehr als 20 km² umfassen. Größer als die Pasterze sind 6, größer als der Fieschergletscher sind 5, während der Gornergletscher nur 3 und der große Aletschgletscher keine Rivalen besitzen.

Michailowskij zählt in dem ganzen Gebiete 169 Talgletscher und 659 Kar- und Hängegletscher. Die Zahl der Talgletscher ist also verhältnismäßig groß, bedeutender als in den Alpen. Der orographische Aufbau des Gebirges begünstigt die Entwickelung mächtiger Eisströme, welche weit unter die Schneegrenze herabreichen. Für den westlichen Kaukasus liegen bisher keine so zuverlässigen Karten vor, wie die in 1 : 42 000 hergestellte Karte des zentralen Teiles dieses Hochgebirges. Nach Michailowskijs Schätzung dürfte die Vergletscherung im Westkaukasus ähnliche Dimensionen besitzen, wie die der Westalpen.

Mehr als 1000 m reichen unter die Schneegrenze in beiden Gebirgen folgende Gletscher:

Gletscher in den Alpen	m	Gletscher im Kaukasus	m
Tacconaz . . . . . etwa	1500	Tschalaat	1370
des Bossons . . . . . „	1900	Leksür	1420
Mer de Glace . . . . . „	1850	Kitlod usw.	1020
d'Argentière . . . . . „	1500	Zanner	1020
Trélatête . . . . . „	1300	Schaurtu	1250
Miage . . . . . „	1000	Bezingi	1390
Brenva . . . . . „	1500	Dych-Kotui-Su	1150
Triolet . . . . . „	1100	Karakom	1670
de Saleina	1220	Zeja	1180
de Trient	1180		
Gorner	1160		
Großer Aletsch	1440		
Fiescher	1410		
Ob. Grindelwald	1300		
Unt. Grindelwald	1520		
Trift	1250		
Mandron	1130		

Nur der Karakomgletscher erstreckt sich weit tiefer in die Kulturregion herab als ein Alpengletscher.

G. Merzbacher sagt beim Vergleich der alpinen und der kaukasischen Hochregion unter anderem: Die Ausdehnung der Gletscherzungen

ist sicherlich — vom Aletschgletscher abgesehen — keine geringere als in den Alpen; aber bezüglich der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen in den Eisbrüchen, der Wildheit der Eisszenerie, der Schönheit der langgezogenen Eisströme und Reinheit der Eisflächen übertrifft der Anblick vieler kaukasischer Gletscher den der meisten Alpengletscher bei weitem.

Besteht aber in den Erscheinungsformen von Gletschern und Firnfeldern notgedrungen auch in allen Gebirgen eine gewisse Analogie, so läßt sich doch immerhin sagen, daß die Alpen gleich großartig ausgestaltete gletschererfüllte Zirkustäler, wie das Bezingi, Dych-su, Karakom- oder Genal-don-Tal usw., meines Erachtens nicht aufzuweisen haben und Gletscherzungen mit so ungemein malerischen Eiskaskaden, wie die der Swanetischen Gletscher: Zanner, Kitlod, Adisch, Chalde usw., wird man vergeblich in den Alpen suchen. Auch trennt Gletscherende und Beginn des Pflanzenwuchses nicht, wie dies in den Alpen meist der Fall ist, eine breite Zone sterilen Gerölles und Felsterrains, sondern die Fruchtbarkeit des Verwitterungsproduktes der Gesteine, oder andernorts die große Menge zugeführter atmosphärischer Feuchtigkeit im Kaukasus hat zur Folge, daß oft lange, bevor der Eisstrom aufhört, die Vegetation schon beginnt; man hat häufig Gelegenheit, die starren Eismassen umrandet von den blühenden Kindern einer lieblichen Alpenflora zu sehen.

Skandinavien. Eine mächtige, vielfach mehr als 2000 m Höhe erreichende Gebirgskette zieht sich an der Westseite der skandinavischen Halbinsel von Süden nach Norden. Dieses Gebirge trägt die intensivste Eisbedeckung in Europa: Nicht weniger als 5000 qkm sind in seinem Bereiche durch Firn und Gletscher eingenommen, 4600 qkm in Norwegen und etwa 400 qkm in Schweden. Weitaus der größte Teil der Vergletscherung ist auf das mittlere Norwegen konzentriert, wo die ausgedehnten Fjelde von Folgefoud, Justedal, Hardanger usw. nach E. Richters Messung und Schätzung etwa 3000 qkm bedecken.

Vorherrschend ist in diesem Lande der Typus der Plateauvergletscherung, des Inlandeises, von welchem zahlreiche Eisströme in tief eingeschnittene Täler, fast bis zum Meeresniveau, ausgesandt werden. Man hat wegen der besonderen Formen der norwegischen Eisgebiete einen eigenen, norwegischen Vergletscherungstypus geschaffen, der zwischen alpinem und Inlandeistypus eingeordnet ist. In Wirklichkeit ist der Unterschied gegen letzteren nur ein quantitativer, während die Verschiedenheit der norwegischen gegen die alpinen Gletscher viel charakteristischer ist; es fehlen die äußeren Abgrenzungen der den einzelnen Eisströmen zugeordneten Nährgebiete.

Dies trifft vor allem zu für die großen Gebiete der Justedalebräen, des Folgefond, des Langefjeld. Neben den Plateaugletschern finden sich aber auch solche vom alpinen Typus; dieselben sind allerdings meist kleinere Gebilde, wie sie in den Ostalpen, etwa in den seitlichen

Ästen des Gurglertales, der Rotmoosferner u. a. vorstellen. Große, selbständig ausgebildete Talgletscher, wie Pasterze, Rhonegletscher usw., sind hier nicht zu finden. Dafür aber sind die Kar- und Hängegletscher recht häufig und in Jotunheim, im Gebiete des Galdhôpig, vielfach vorhanden.

Die Höhe der Schneegrenze ist hauptsächlich aus vereinzelten Beobachtungen bekannt; nur in sehr dürftigem Maße können die für die Gletschergebiete nicht sehr zuverlässigen „Amtskarten" 1 : 200 000 verwendet werden. Von der „Topografisk Kart over Norge" 1 : 100 000 sind nur wenige Blätter vorhanden, welche Gletscher darstellen; vor allem fehlen dieselben für die ausgedehnten Eisfelder. Die zuverlässigsten Angaben über die Höhe der Schneegrenze verdanken wir wohl E. Richter, der, gestützt auf eigene Beobachtungen und das vorhandene Kartenmaterial, die älteren Angaben von Forbes, Sexe u. a. eingehend bespricht und zu den Ergebnissen gelangt, welche in folgender Tabelle enthalten sind.

Man bemerkt ein sehr bedeutendes Ansteigen der Schneegrenzhöhe mit der Entfernung vom Meere.

Gletschergebiet	Entfernung von der Küste km	Fläche qkm	Höhe der Schneegrenze m
Aalfotbrae	80	125	1100 — 1300
Folgefond	60	288	1450 — 1500
Justedal	100	1076	1600 — 1650
Jotunheim	180	207	1900

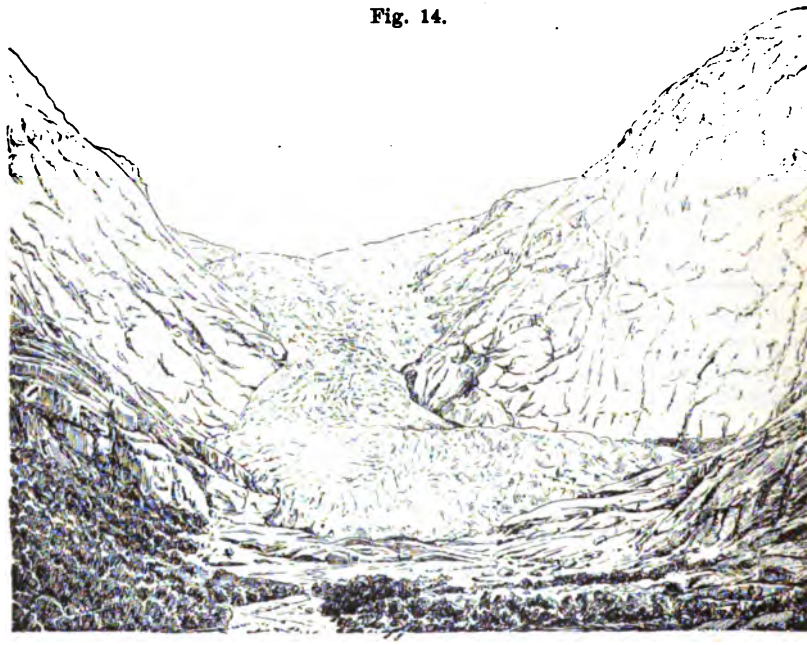
In Jotunheim gibt es firnfreie Gipfel von mehr als 2000 m Höhe, nicht etwa steile Tinder, sondern Kuppen, auf denen sich Firn ablagern könnte. Schneefreie Südhänge erreichen 2100 bis 2200 m Höhe; dagegen gibt es in Nordlage sehr tief liegende Firnmulden (Botner). Exposition und orographische Begünstigung spielen hier eine sehr bedeutende Rolle bezüglich der Höhenlage der Schneegrenze. Richter schätzt das Verhältnis der Flächenräume von Nähr- und Abschmelzgebiet der Gletscher Jotunheims zu 1 : 1.

Bei den großen Firnplateaus in Justedal und Folgefond fällt die Firngrenze nicht mit dem Plateaurande zusammen; sie liegt höher, so daß ein je nach der Exposition verschieden breiter Randstreifen der Eisdecke zum Abschmelzgebiete gehört; die Aufzehrung des von der schwach geneigten Firnkalotte langsam abströmenden Eises geschieht also nicht nur in den viel rascher bewegten, bis in wenige 100 m Meereshöhe herabsteigenden Gletscherzungen.

Auch im weiten Gebiete von Jotunheim gibt es zahlreiche kuppenförmige Gipfel, welche mehr als 1900 m hoch und schneefrei sind,

obwohl sie über die Schneegrenze weit emporsteigen und ihrer Gestalt gemäß der Schneeansammlung günstig wären. Daß sie eine solche nicht tragen, führt Richter auf die Tätigkeit des Windes zurück, der in der Höhe dieser Gipfel noch sehr mächtig wirkt, aber in noch größeren Höhen, wie sie Galdhôpig erreicht, die Schneeanhäufung nicht mehr verhindern kann. „An der Nordseite schneefreier oder schneebedeckter Rücken, bei denen der Firn nicht bis zum Rande reicht, sieht man eine Reihe von Schneefeldern, die in ihren unteren Teilen völlig in Eis übergehen, Bänderstruktur und Spalten und überhaupt den Charakter überaus steiler Hängegletscher besitzen, eines Nährgebietes aber ganz entbehren." Diese eigenartige, nur im ununterbrochenen Nordschatten der höheren Breiten mögliche Gletscherform bezeichnet Richter als Schneewehengletscher.

Fig. 14.



Briksdalsbrae
nach E. Richter.

Im nördlichen Skandinavien sind noch eine Reihe von kleineren Gletschergebieten, die zum Teil schon anfangs des 19. Jahrhunderts durch Wahlenberg und L. v. Buch untersucht, seitdem aber bis gegen Ende des Jahrhunderts fast ganz vernachlässigt wurden. Erst neuerdings sind durch spezielle Studien von A. Hamberg, E. Rekstad, J. Westman, Ch. Rabot und F. Svenonius über einzelne dieser Gebiete Erfahrungen gesammelt worden.

Eigentliche Gletscherbildungen kommen zwischen Romsdal (63° N) und dem Store Börgefjeld (65° N) nicht vor; das Gebirge erreicht in diesem Striche nirgends die Höhe der Schneegrenze. Erst im Store Börgefjeld treten einige Kargletscher auf, deren Gesamtfläche Ch. Rabot auf 7 bis 8 qkm schätzt. Die höchste Erhebung hat 1660 m Höhe; die Schneegrenze dürfte wohl 200 bis 300 m tiefer liegen. Weiter im Norden, am Massiv des Oxtinder, erreicht die Vergletscherung eine Ausdehnung von etwa 80 qkm und ihre Formen entsprechen einer Mittelstufe zwischen alpinem und Inlandeistypus.

Swartisen, zwischen 66° 20′ und 67° nördl. Br., ist eine mit etwa 1450 m kulminierende Gebirgsgruppe, die in ihrem westlichen Teile eine Inlandeisdecke von 450 qkm trägt, von welcher mehrere große Eisströme abfließen, deren bedeutendste Nordfjordbrae, Fonddalsbrae und Engabrae sind. Der letztere ist in jüngster Zeit durch A. Rekstad ziemlich eingehend untersucht worden.

Der östliche Teil dieses Gletschergebietes hat eine geringere Ausdehnung und zeigt im ganzen alpinen Typus. Die Schneegrenze liegt hier bei etwa 1000 bis 1100 m.

Weiter im Osten, auf der schwedischen Seite des Skandinavischen Gebirges, liegen in Finmarken zwischen 67 und 68° nördl. Br. die Gletschergebiete von Almajalos, Sulitelma, Sarjektjäcko, Kvickjockfjällen und Kebneskaisse, von denen die drei erstgenannten durch Svenonius, A. Hamberg und J. Westman genaueren Untersuchungen unterworfen wurden. Die Schneegrenze liegt über 1200, aber unter 1500 m. Die Größe der eisbedeckten Fläche ist nicht sehr bedeutend; sie beträgt für Almajalos 22, für Sulitelma etwa 40 qkm und ist für die übrigen Gruppen geringer. Die Gletscher vom alpinen Typus sind meistens flache Gebilde mit wenig ausgeprägten Zungen, deren Enden über 900 m liegen.

Im äußersten Norden Norwegens sind noch einzelne Gletschergebiete und Plateaugletscher, über deren Ausdehnung nichts genaueres angegeben werden kann. Nur vom Jökulfjeld (70° 10′) ist die Fläche mit ca. 190 qkm bekannt. Die Schneegrenze liegt bei etwa 800 m Höhe.

Über die „Schneegrenze in Norwegen“ liegt noch eine neuere Arbeit von A. M. Hansen vor, deren Ergebnisse noch kurz erwähnt werden sollen. Mangels genügenden Kartenmateriales benutzt er die Höhe der Gletscherenden zur Bestimmung der orographischen Schneegrenze. Die Höhenlinie der Gletscherenden ist nach Hansen in ihrem Verlauf unabhängig von den Höhen, aus denen die Gletscher kommen, und geht im allgemeinen der Küste und der Achse der Halbinsel parallel; sie liegt von 59° N bis 70° N zwischen den Isohypsen von 600 und 800 m. Gegen das Innere des Landes, nach Osten zu, steigt die untere Gletschergrenze um ca. 9 m pro Kilometer und erreicht in der Nähe von Jotunheim ihre höchste Lage mit 1800 m.

Wir werden späterhin sehen, daß die untere Grenze der Gletscher wesentlich durch die topographischen Verhältnisse der Gletscherbetten bestimmt ist. Hansens Ergebnis spricht sehr zugunsten dieser Ansicht und zeigt uns, daß der Westabfall des skandinavischen Gebirgszuges viel gleichartiger ausgebildete Gletscherbetten enthält, als die Alpen- und die Kaukasustäler. Zur klimatischen Schneegrenze steht, wie auch aus den entsprechenden Mitteilungen über die Alpen und den Kaukasus hervorgeht, die Hansensche Schneegrenze in keiner Beziehung.

Die Gletscher auf Island. Auf der nächst Großbritannien bedeutendsten Insel Europas, die von 63° nördl. Br. bis hart an den Polarkreis reicht, ist das Gletscherphänomen sehr stark entwickelt. Nicht weniger als 13 400 qkm, etwa der fünfte Teil des Flächeninhaltes von Island und beiläufig das Dreifache der gesamten vergletscherten Fläche der Alpen, ist hier von Firnfeldern und Gletschern bedeckt, die dem Inlandeistypus angehören. Bereits 1695 wurden an diesen Gletschern Beobachtungen von Th. Vidalik angestellt, der die Schwankungen in ihrem Stande beachtete, das Ausfließen des Eises mit der Regelation der bei der Bewegung entstehenden Trümmer in Beziehung brachte und auf die Umwandlung der Schneekristalle in festes Eis aufmerksam wurde. Eggert Olafson und Bjarni Palsson durchwanderten 1752 bis 1757 die Insel und Sveinn Palsson besuchte 1792 bis 1794 die Gletscher des Vatnajökull, des größten Eisfeldes der Insel. Seitdem sind Beobachtungen von dänischen Forschern, besonders von A. Helland, ausgeführt worden. Die ausgedehnten Unternehmungen, welche Th. Thoroddsen von Reykjavik aus zur Erforschung der geographischen und geologischen Verhältnisse Islands durchführte, haben unsere Kenntnis über die Vergletscherung Islands wesentlich gefördert.

Die Schneegrenze liegt auf der südlichen Seite der Insel bei 600 m, auf der Nordseite bei 870 bis 900 m. Im Innern werden einzelne Berge bis zu 1100 und 1300 m Höhe alljährlich schneefrei. Die feuchten Winde kommen aus dem Süden. Sie sind von der warmen Strömung des Golfstromes abhängig und werden wie diese von der kalten Polarströmung, welche an der grönländischen Ostküste südwärts zieht, stark beeinflußt. Der Kampf der beiden Meeresströmungen spiegelt sich in der für ozeanische Verhältnisse sehr großen Unregelmäßigkeit im Klima Islands wieder, dessen mittlere Jahrestemperatur die bedeutenden Schwankungen von 5 bis 6° zeigt. Die Sommertemperatur ist an der Südküste im Mittel 11°, an der Nordküste 8°; die Wintertemperatur an der Südküste 0°, im Norden — 4°.

Besondere Eigentümlichkeiten erhalten die isländischen Gletscher dadurch, daß die Gipfel, aus deren Gebiete sie strömen, tätige Vulkane sind. Sobald diese in Aktion treten, werden enorme Mengen von vulkanischen Aschen ausgeworfen, welche die meterdicken Firnschichten

mit schwarzen Lagen bedecken; Lavaströme und Schlacken, welche aus den Kratern geschleudert werden, fallen auf die Gletscheroberfläche, veranlassen hier ein rasches Schmelzen des Eises und fließen mit dem Schmelzwasser als furchtbare Ströme ab, welche zerstörende Überschwemmungen der den Gletschern vorgelagerten Ebenen herbeiführen. Finden vulkanische Eruptionen unter dem Eise statt, so wird die Eisdecke durchbrochen und mit dem Strom von Wasser und vulkanischen Auswürfen kommen große Eismassen zu Tale. Solche Ereignisse bezeichnen die Isländer als Jökullhlaupt (= Gletscherbruch).

Keiner der isländischen Gletscher erreicht das Meer; die meisten endigen in geringer Höhe über dem Seespiegel und haben ein weites Alluvionsgebiet vorgelagert, durch welches die Schmelzwasserbäche sich winden; ihre Ablagerungen bilden jene eigenartigen Hügel, welche von den Isländern „Sandr" genannt werden.

Die größten Eisfelder Islands sind:

Vatnajökull	8500 qkm	1400—1900 m hoch
Hofsjökull	1350 „	1700 „ „
Langjökull	1300 „	1400 „ „
Myrdalsjökull	1000 „	1500 „ „
Drangajökull	350 „	890 „ „

Daneben sind dann noch einige kleinere Gebiete: Skordeheidi, Dyrfjoell und Gletscher von alpinem Typus am Nordufer des Faskrudfjords.

Den großen Inlandeisdecken entströmen eine Reihe von Gletschern, unter denen Skeidarar-, Bruar- und Breidamerkurjökull die bedeutendsten und bekanntesten Ausläufer des Vatnajökull sind.

Der Skeidararjökull hat eine Länge von 20 km, seine Mächtigkeit ist in der Nähe des 61 m hoch gelegenen Endes 314 m.

Breidamerkurjökull bedeckt über 400 qkm und hat nahe am Ende noch eine Dicke von 100 bis 150 m. Er überlagert gegenwärtig auch große Flächen, welche im 14. Jahrhundert noch Kulturland waren.

Besondere Messungen über Geschwindigkeit der Eisbewegung u. a. liegen bisher nicht vor.

Auf Jan Mayen, der einsamen Insel im Polarmere, erreicht der im Norden gelegene Vulkan Beerenberg eine Höhe von 2545 m und steigt damit weit über die bei 700 bis 800 m liegende Schneegrenze empor. Der kegelförmige Berg ist von einer etwa 70 qkm messenden Schneedecke umhüllt, welche nach Nordwesten drei, nach Osten sechs Zungen von 1 bis 4 km Länge entsendet, die bis auf eine das Meer erreichen.

2. Gletscher in Asien. Sehen wir von einzelnen isolierten Gipfeln Kleinasiens ab, die, wie Ararat, Demavend, Ardjeh, in die Schneeregion aufsteigen, auch wohl größere Schneefelder und Gipfelfirne tragen, aber keine eigentlichen Gletscher besitzen, so erscheinen in Asien nur die gewaltigen Massive, welche sich an die höchste Erhebung der Erde,

den Himalaja, anschließen, sowie einzelne der Gebirgszüge als Gletschergebiete, welche das sibirische Tiefland gegen Süden abschließen. In Kamtschatka, wo die Schneegrenze bei 1600 m liegt und zahlreiche Vulkangipfel weit über 3000 m Höhe erreichen, wurden bisher keine größeren Gletscherbildungen beobachtet. Auch die höchsten Gipfel auf Japan haben keine Gletscher; nur der fast 3800 m hohe Fusi-Jama hat an einigen geschützten Stellen dauernde Schnee- und Eislager.

Der Himalaja, dessen höchste Gipfel über 8000 m Höhe besitzen, ist ein aus mehreren untereinander verbundenen, fast parallelen und stark nach Süden konvex gekrümmten Ketten bestehendes Hochgebirge, das durch den Ganges am Südabhange, den Bramaputra auf der Nordseite und den Indus im westlichen Teile entwässert wird. Der südöstliche Teil, vom Durchbruch des Bramaputra bis zur Ostgrenze von Nepal, ist ziemlich gut bekannt. Trotz der außerordentlich großen Niederschlagsmenge, die in einzelnen Jahren 10 bis 15 m betragen soll, liegt die Schneegrenze über 5000 m hoch. Sehr hohe Sommertemperatur und entsprechend große Verdunstung sind der Ansammlung von Schneemengen ungünstig. Da aber das Gebirge gerade in diesem Teile recht beträchtliche Höhen erreicht [Gaurisankar, der höchste Berg der Erde (8800 m) liegt hier], so ist die Vergletscherung der höchsten Regionen noch recht bedeutend und vom Kanchinjanga (8580 m) steigen zahlreiche Gletscher zu Tale, welche an 30 km Länge besitzen und erst bei 3900 m endigen. Sie besitzen sehr große Moränen, haben wenig Spalten, aber eine durch die Schmelzwasser stark erodierte Oberfläche, welche in den stärkst bewegten Teilen eine große Zahl von Säulen besitzt, die mit Erdpyramiden vergleichbar sind. Fläche 460 km². (D. V. Freshfield.) Größer noch sollen die Gletscher der Gaurisankargruppe sein, von denen wohl durch K. Böckh und andere sehr schöne und lehrreiche Bilder, aber keine Maße gewonnen wurden.

Der südliche Teil des Himalaja, der in Nepal liegt, ist wegen der von seinen Bewohnern geschaffenen Schwierigkeit, das Land zu bereisen, so gut wie unbekannt; erst in jüngster Zeit gelang es dem eben genannten deutschen Forscher auf besondere Empfehlungen hin, aber immer noch unter sorgsamer polizeilicher Bewachung, hier einzudringen.

Wesentlich bessere Kenntnis besitzen wir vom nordwestlichen Himalaja in Kumaon, Garhwal und Kaschmir.

Hier liegt die Schneegrenze bei etwa 4600 m. Das Gebiet ist reich an Gletschern, von denen der aus zwei Zuflüssen gebildete Ruphinie-gletscher bis 3440, der Pindargletscher bis 3660 m herabgeht. Beim ersteren wurde von Strachey (1847) die tägliche Geschwindigkeit zu etwa 300 mm bestimmt. In dieser Gruppe liegt die als Heiligtum verehrte Gangesquelle am Tor eines schuttbedeckten, in 4200 m endigenden Gletschers, dessen Sammelgebiet Bergriesen von 6000 bis 7000 m Höhe umrahmen. In Kaschmir liegt die Schneegrenze am

eigentlichen Himalaja bei etwa 5000 m; das Gebirge fällt aber hier stark und besitzt wenige Teile, welche als Sammelgebiete großer Gletscher in die Region des ewigen Schnees aufsteigen. Aber die Vergletscherung der nördlicheren Kette, des Transhimalaja, ist in der Nähe des durch große Naturschönheiten ausgezeichneten Kaschmirtales sehr bedeutend. Die hier in den Hochregionen anfallenden Schneemengen sind außergewöhnlich groß und reichen zur Bildung zahlreicher Gletscher von 25 km und mehr Länge aus, deren Enden bis 3300 m in die Kulturregion herab reichen. Einer derselben geht sogar bis 2865 m in das Astortal herunter; es ist dies das tiefstgelegene Gletscherende im Himalaja. Am intensivsten ist die Vergletscherung Zentralasiens im Karakorumgebirge, der nördlichen Umrahmung des Industales. Hier sind die längsten Gletscher der Erde. Die Schneegrenze liegt zwischen 5300 und 5600 m; die Niederschläge sind in den Hochregionen sehr reichlich und die Gipfel erreichen vielfach mehr als 7000 m, ja 8000 m Höhe. Der Arandugletscher besitzt eine Länge von 48 km und ist in seinem unteren Teile bis zu $2^1/_2$ km breit; sein Ende liegt bei 3300 m. Der Baltora-, Biafo-, Tchogogletscher, deren jeder aus vielen einzelnen Zuflüssen mit entsprechend viel Moränenzügen besteht, haben mehr als 50 km Länge, der Baltoragletscher 56, der Biafogletscher 64 km. Ihre Enden liegen bei 3000 m, während die Waldregion bis 3500 m reicht. Nach Westen schließt an das Karakorumgebirge das Hindu-kusch an, in dessen östlichem, bis über 7000 m ansteigendem Teile ebenfalls starke Gletscherentwickelung vorhanden ist.

In dem vom Karakorum aus nach Osten verlaufenden Zuge des Kuenlün liegt die Schneegrenze 5000 bis 6000 m hoch. Nur in den höchsten Gebieten ist die Möglichkeit zur Gletscherentwickelung noch gegeben, da die von Süden kommenden Monsune ihre Feuchtigkeit zum größten Teile an die Himalajakette abgegeben haben. Trockene Luft fällt von hier aus gegen das nördlich angrenzende Hochland, in welchem das abflußlose regenarme Tarimbecken und die Wüste Gobi sich ausdehnen.

Im Norden vom Hindu-kusch und Karakorum schließt sich das Pamirhochland an, in welchem die Gruppe des Mustag-Ata (7630 m), bei 4800 m Schneegrenze zahlreiche von Sven Hedin näher untersuchte Gletscher enthält, die, wie die Gletscher am Elbrus, einem gemeinschaftlichen, wenig gegliederten Nährgebiete entspringen.

Weiter nördlich, im Alai-Tag, Saraf-Schan und Thian-Schan, liegt die Schneegrenze ebenfalls über 4800 m und bedeutende Gletscher kommen zur Ausbildung. Der von Muschketov näher beschriebene Saraf-Schangletscher hat eine Länge von 50 km und ist aus vielen Zuflüssen gebildet; andere 15 bis 20 km lange Eisströme sind häufig und vor allem an der höchsten Erhebung des Thian-Schan, dem 7300 m hohen Khantengri zu finden. Auch der weiter östlich verlaufende Teil des Thian-Schangebirges ist noch reich an Gletschern. Die Ernährung

dieser Gletscher müssen wir hauptsächlich den vom Kaspi- und Aralsee her wehenden westlichen Winden zuschreiben, da die von Süden kommenden bereits ausgetrocknet sind.

Neben den östlichen Ausläufern des Thian-Schan, die, soweit bisher bekannt, immer mehr an Höhe abnehmen, gehört zur nördlichen Umgrenzung der Wüste Gobi das Altaigebirge, dessen Gipfel (Bjelucha) 4540 m Höhe erreichen. Es ist auf der Nordseite stark, auf der Südseite weniger vergletschert. Nordöstliche Winde bringen den Nährstoff der Gletscher, welche in jüngster Zeit durch W. W. Sapojnikow besucht und beschrieben wurden. Dieselben erreichen bis zu 10 km Länge; ihre Enden liegen bei 2000 m Seehöhe.

Auch das zwischen Altai und dem Baikalsee gelegene, bis zu 3450 m ansteigende Sajanische Gebirge trägt Gletscher. Weiter nach Osten ist in den sibirisch-chinesischen Grenzgebieten Transbaikaliens bisher keine Eisbedeckung festgestellt worden. Das Jablonowji- sowie das Stanowoigebirge erreichen verhältnismäßig geringe Höhen.

Die Gletscher Hochasiens sind also, wie berichtet, zu den größten zu zählen, welche die Erde trägt; genauere Angaben über die Fläche der vergletscherten Gebiete lassen sich bisher nicht machen. Sind doch fast alle Kenntnisse über die Sammelgebiete dieser gewaltigen Eisströme noch ausständig und das, was in einzelnen Karten niedergelegt ist, gibt nur ein mehr oder minder treues Bild der vielfach zusammengesetzten und deshalb besonders moränenreichen Gletscherzungen. Die Schuttdecke ist am Ende der Gletscher häufig so dicht und zusammenhängend, daß das Eis unter ihr nicht leicht wahrnehmbar ist. Daher wurden vielfach die Längen der Gletscherzungen um mehrere Kilometer falsch angegeben.

Besonders beachtenswert ist die bisher festgestellte Tatsache des allmählichen Ansteigens der Schneegrenze, je weiter in den Kontinent hinein die besuchten Gebirgsketten liegen. Am Südabhange der Südkette hat dieselbe eine Höhe von nur 3600 m; sie steigt bald auf über 4000 m und weiter an, um im Kuenlün ihre höchste Lage von fast 6000 m zu erreichen. Die vom Meere her mit außergewöhnlich großen Wasserdampfmengen kommenden Monsune werden immer trockener, je weiter sie landeinwärts kommen; die Niederschläge, welche in den zentraler gelegenen Hochgebirgsketten fallen, werden deshalb erst in sehr bedeutenden Höhen Temperaturen finden, die zur Schneeschmelze nicht mehr hinreichen.

3. Die amerikanischen Gletschergebiete. Die Anden Südamerikas und ihre Fortsetzung durch Zentralamerika, die Sierra Nevada von Kalifornien, die Kaskade Range und die Berge von Alaska bilden eine gewaltige, bis zu sehr bedeutenden Höhen aufsteigende Gebirgskette, welche sich steil aus dem Stillen Ozean erhebt. Die feuchten Winde kommen aus Westen, und es ist leicht erklärlich, daß die Westseite dieses Rückgrates des amerikanischen Festlandes reich an Nieder-

schlägen ist, während die Ostabdachung sich durch relative Trockenheit auszeichnet.

In der Nähe des Äquators erreichen mehrere Gipfel mehr als 6000 m Höhe; sie tragen über 4000 m einzelne Schneeflecken und kleine Gletscher, während die höchstgelegenen Teile fast oder ganz schneefrei erscheinen. Davon sollen die große Neigung, welche die obersten Spitzen der vulkanischen Berge besitzen, sowie die in den oberen Luftschichten herrschende Armut an Feuchtigkeit die Ursachen sein. So soll es in besonders warmen Sommern vorkommen, daß der Gipfel des fast 7000 m hohen Aconcagua (33° südl. Br.) schneefrei ist, während die Schneegrenze hier nur mehr 4000 m hoch liegt. Bei den großen Vulkanen in Ecuador aber werden die Schneefelder infolge der wiederkehrenden Aschenausbrüche von Aschenlagen überdeckt, so daß die Gipfel zeitweilig schneefrei erscheinen. Hier, nahe am Äquator, schneit es in den Hochregionen fast in jeder Jahreszeit und die frisch ausgeworfenen Vulkanaschen werden bald von neuem Schnee überdeckt. „Die Gletscher des Cotopaxi zeigen mächtige Schichtfolgen von weißem Schnee oder blauem Eis mit schwarzen Zwischenlagen von mehr oder minder dicken Aschenstreifen.“ (W. Reiß.) An manchen Stellen, den langen tiefen Rinnen, die durch heiße Lavaströme in die Gletscher eingeschmolzen wurden, ist diese Schichtung bloßgelegt. In gleicher Weise, wie auf Island, kommen auch hier Schlammströme (Avenidas) zustande; die mit vulkanischer Asche, Gesteinstrümmern, glühenden Lavablöcken und großen Eismassen vermischten Gewässer, die bei einem Vulkanausbruche aus den Gletschern durch Schmelzung entstehen, kommen unter donnerähnlichem Getöse mit rasender Geschwindigkeit (10 m/sec) die steilen Gehänge herab, nehmen in ihrem Laufe immer mehr Gesteinsfragmente auf — Blöcke von 400 m^3 werden mit transportiert — und lagern dieselben am Fuße des Berges ab.

Die Schneegrenze liegt am Chimborazo (6310 m) bei 4860 m Höhe, am Cotopaxi auf der Nordseite bei 4760 m, im Westen bei 4630 m und am Osthang bei 4550 m. Die Gletscher gehen hier bis 4512, 4300 bzw. 4230 m herab; sie erreichen also, da sie fast am Gipfel des (im Jahre 1872 5943 m hohen) Berges beginnen und die Hänge 24 bis 40° Neigung besitzen, Längen von 2,8 bis 4 km. Am 4919 m hohen Quilindaña ist die Schneegrenze bei 4600 m; die Gletscherenden liegen 4470 m hoch.

In den Anden von Chile und Patagonien ist die Vergletscherung sehr ausgedehnt; besondere Untersuchungen an einzelnen Gletschern fehlen allerdings und die Größe der Fläche, welche hier vom Eise bedeckt ist, kann zurzeit ebenso wenig für diese Gebiete als für die großen nordamerikanischen Gletscherregionen angegeben werden.

Die Niederschläge am Westabhange des Gebirges müssen sehr bedeutend sein. In Ancud (Südchile) ist die Regenmenge pro Jahr 2,4 m, in Puerto Montt (41° 27′ S) 2,3 m nach langjährigem Mittel.

Die Kordilleren steigen hier in höchstens 100 km Entfernung noch bis über 3000 m an und die Entwickelung des Gletscherphänomens ist in der Tat recht bedeutend.

Gegen Süden sinkt die Schneegrenze rasch; in 38° südl. Br. liegt sie bei 1700 m und an der Maghellansstraße (53° südl. Br.) tritt schon in 1100 m Höhe dauernde Schneebedeckung auf.

Von den Vulkanen Zentralamerikas steigen mehrere über die bei etwa 4900 m Höhe liegende Schneegrenze empor; auch sie tragen vereinzelte Schneeflecke oder, wie der Iztaccihuatl (19° nördl. Br.), kleine Gletscher.

Erst von 35° nördl. Br. an steigt die Gebirgshöhe an einzelnen Punkten wieder über die Schneegrenze. In der High Sierra of California, in der Gegend des Mono Lake, ist der 4357 m hohe Mount Whitney ein solcher Kulminationspunkt, in dessen Nähe, durch tief eingeschnittene Täler von ihm getrennt, Mount Ritter und Mount Dana die Höhe von 3900 m überschreiten. Mehrere kleine Gletscher finden sich in diesem Gebiete; der größte unter ihnen besitzt 1,6 km Länge; er ist von mehreren Moränenwällen umgeben. John Muir hat 1870 diese Gletscher als Erster besucht und am Gletscher des Mount Mc Clure die Geschwindigkeit von 47 Zoll für 46 Tage gemessen.

Mount Shasta (41° 24′ nördl. Br.) ist ein alleinstehender, 4300 m hoher Kegel, der bis auf 60 km im Umkreise außer Verbindung mit anderen Bergen ist; an ihm reicht die Baumgrenze bis nahe 3000 m; er trägt fünf Gletscher, welche zusammen 7,6 qkm bedecken; der größte, der Whitneygletscher, ist 3,4 km lang und 300 bis 600 m breit. Die Schneegrenze liegt bei etwa 3000 m, sie ist auf der Südseite höher als auf der Nordseite, wo die Gletscher bis 2400 m herabsteigen.

Auch der Mount Rainier (46° 47′ nördl. Br.), 4350 m hoch, ist ein isolierter Kegel. Auf seinem Mantel von geringer Neigung lagern 10 Gletscher, welche zusammen etwa 100 qkm Fläche besitzen und ihre Enden in 1200 bis 1600 m Höhe haben. Die Schneegrenze liegt hier bei 2000 m. Die Gletscher liegen in tief eingeschnittenen Furchen, deren Längsrichtungen annähernd mit Kegelmantellinien zusammenfallen. Der Form der Unterlage entsprechend besitzen sie ihre größte Breite ungefähr an der Firngrenze.

Mount Hood und Mount Baker (49° N) haben eine schwache Schneebedeckung und einige kleine Gletscher, welche in jüngster Zeit durch H. F. Reid näher untersucht wurden. Schneegrenzhöhe 1600 m.

Eine mehr kontinentale Lage, als die bisher genannten Gletschergebiete Nordamerikas, besitzt das Selkirkgebirge (51° N), ein Teil der Rocky Mountains, dessen höchste Punkte Mount Sir Donald (3250 m), Mount Hooker und Mount Murchison sind. Hier finden sich mehrere Gletscher, unter denen der Illecillewaetgletscher, der von der Station Glacier House der kanadischen Eisenbahn sichtbar und bequem zu erreichen ist, sich in den letzten Jahren größerer Auf-

merksamkeit seitens der Forscher erfreut. Sein Ende liegt bei 1460 m, die Schneegrenze bei 2200 bis 2300 m. Man bemerkt auch hier, wie in Norwegen, ein Ansteigen der Schneelinie landeinwärts; denn auf der Vancouver Insel, die in gleicher Breite liegt, ist die Schneegrenze in 1700 m Höhe.

Noch weiter gegen Osten vorgeschoben liegt in den Rocky Mountains von Colorado in 40° nördl. Br. und 105° westl. L. v. Gr. am Ostabhange der Gebirgskette der Arapahoegletscher, ein zwischen 100 bis 200 m hohen, steilen Felswänden eingeschlossenes Eisgebilde, dessen Existenz zum großen Teil auf orographische Begünstigung zurückzuführen ist. Die Umrahmung des etwa 1 km² großen Gletschers erreicht im Arapahoe-Peak die Höhe von 4060 m; die Schneegrenze liegt bei ca. 3800 m.

Die bedeutendste Vergletscherung in Nordamerika tritt an der Küste von Alaska auf. Vom 56. Breitengrade nordwärts bis zu dem bei etwa 60° nördl. Br. beginnenden Knie, in welchem die Küste der Halbinsel Alaska nach Westen abbiegt, ist die Westküste von Nordamerika von vielen Inseln umsäumt und sehr reich an Fjorden, in welche vielfach Gletscher einmünden. Dies Küstengebiet, in welches sich außer dem Strome der nach Klondyke wandernden Goldsucher ein viel mächtigerer Strom kalifornischer Touristen alljährlich ergießt, ist auch der wissenschaftlichen Erschließung bereits in höherem Maße verfallen, als viele andere Landschaften des amerikanischen Westens. Weit über 2 m beträgt in dem Küstenwinkel die jährliche Niederschlagsmenge im Meeresniveau und so kommt es, daß schon die südlichen Ausläufer der Gebirgskette, welche die Küste umsäumt, Höhenzüge, die kaum 1800 m über das Meeresniveau aufsteigen, zu Sammelgebieten von Gletschern werden, wie sie in den europäischen Gebirgen nirgends in gleicher Ausdehnung zu finden sind. Am besten untersucht ist der Muirgletscher, der neben vielen anderen Eisströmen mit zerrissener blauer Eiswand in die Glacierbai mündet. Sein Gebiet umfaßt mehr als 1200 qkm. Er besteht aus mehreren Zuflüssen, deren Sammelgebiete durch vielgestaltige Kämme voneinander getrennt sind. Das Eis fließt hauptsächlich in die etwa 2,7 km breite Muirbucht und bricht dort in Eisbergen ab; ein kleiner Teil der aus dem weiten Becken kommenden, vor der Hauptausflußöffnung etwas angestauten Eismasse fließt über Einsattelungen in der seitlichen Wandung des Gletscherbeckens auf Festland ab. Stauseen und großartige Moränenbildungen sind auf dem Eise und an seiner Umrandung vielfach vorhanden. Vor dem Ende des Gletschers, am Ufer der Muirbucht, lagern geschichtete Sandbänke von 30 bis 50 m Höhe, welche dem Gletscher und seinen mit festen Bestandteilen reichlich versehenen Schmelzwassern ihre Entstehung verdanken. Die ebene Eisoberfläche ist bequem zu begehen und kann mit Schlitten befahren werden. H. F. Reid hat 1890 eine Karte des Gletschers in 1 : 150 000 aufgenommen, Geschwindigkeitsmessungen angestellt und eine Reihe von Untersuchungen durchgeführt, deren Er-

gebnisse an den geeigneten Stellen dieses Buches erwähnt werden. Sie sind von besonderer Wichtigkeit für das Verständnis der Wirkungen, welche die Gletscher der Eiszeit zu erzeugen vermochten.

Die Schneegrenze liegt hier bei etwa 700 m Seehöhe; sie senkt sich bis zu dem weiter nördlich liegenden Hochgebirge, das im Eliasberge mit 5525 m und dem Mount Logan mit 5900 m kulminiert, auf 600 bis 650 m herab. Zwischen dem Fuße der Gebirgskette und der Meeresküste liegt eine flache Landschaft in 50 bis 60 km Breite, welche von ungeheuer ausgedehnten Eismassen überdeckt ist, die aus einem, soweit bisher bekannt, verhältnismäßig kleinen Sammelgebiete, dessen Umrahmung fast durchaus mehr als 4000 m Höhe erreicht, herabsteigen und auf dem ebenen Boden des Gebirgsvorlandes zu einem breiten Fladen auseinander fließen. Die Menge der Niederschläge, welche über der Schneegrenze alljährlich anfällt, ist sehr groß und selbst im Hochsommer verhüllen Nebel und treibender Schnee meistens die Landschaft. Doch sind wir, dank der Energie von J. C. Russell, ziemlich gut über die Gestaltung des Nährgebietes dieses eigenartigen Gletschergebildes, des Malaspinagletschers, unterrichtet, und der vom Wetterglück außerordentlich begünstigten Expedition des Herzogs der Abruzzen, der die Besteigung des Mount Elias nach 37tägigem Aufstiege gelang, verdanken wir weitere Aufschlüsse über die Hochregionen der Elias-Range, welche Vittorio Sella in prachtvollen Photographien niederlegen konnte. Daraus ergibt sich, daß das Firngebiet des Malaspinagletschers in der Richtung des etwa 60 km langen und 5 bis 8 km breiten Stewardzuflusses noch ein gut Stück weiter nordwärts fortsetzt, als es die Russellsche Karte zeichnet (vergl. S. 64), und wahrscheinlich erst durch Grate begrenzt wird, welche nördlich vom Mount Logan in westöstlicher Richtung ziehen. Die halbkreisförmig begrenzte Zunge des Malaspinagletschers, welche eine Fläche von fast 5000 qkm bedeckt, hat am Fuße des Gebirges eine Dicke von etwa 500 m und senkt sich mit geringem Gefälle bis zur Meeresküste, welche sie nur längs einer etwa 9 km langen Strecke berührt. Vom Meere aus ist der Gletscher in der Yakutatbai nicht sichtbar, da eine hohe Moräne ihn deckt.

Die Bewegung am Rande des großen Eiskuchens kann nur gering sein; der Moränenschutt deckt hier bis zu einer Breite von 15 km in meterdicker Schicht das Eis; hochstämmiger Urwald mit üppiger Bodenvegetation, welche im Verein mit gefallenen Stämmen das Durchwandern ungemein schwierig gestaltet, wächst auf dieser Moräne in einer Ausdehnung von Hunderten von Quadratkilometern. Trotz der unmittelbaren Nähe des Eises gedeiht nicht nur eine reiche Flora, auch die Fauna, welche in wärmerer aber feuchter Gegend lebt, ist anzutreffen; der kalifornische Kolibri kommt hier bis zu 61° nördl. Br. vor, während an der trockenen kalten Westküste der Halbinsel das Walroß bis zu 56° nördl. Br. herabkommt.

Von den Alaskan Mountains, welche sich an die Gruppe des Mount

Elias weiter nach Westen anschließen, strömen gegen die Südküste der Halbinsel ebenfalls große Gletscher herab; nach neueren Berichten sollen in der Berggruppe im Norden des Cook Inlet, welcher der 6240 m hohe Mount Mc Kinley, der höchste Berg Nordamerikas angehört, zahlreiche Gletscher liegen, deren einer nach Nordosten geht, 10 bis 13 km breit und etwa 45 km lang ist, und die Tschulitna, den bedeutendsten Quellarm der Schuschitna, entsendet.

Die Gletscherentwickelung im Innern Alaskas ist bisher noch wenig bekannt. Man weiß zwar, daß das Innere des Landes trocken und kalt ist; in Oglivies Observatory (Camp Davidson), 141° westl. L. und 65° nördl. Br. am Yukon, wurden vom 14. September 1889 bis 22. Juni 1891 nur 484 mm Niederschlag gemessen; allein die nähere Umgebung der Nord- und Ostabdachung der Alaskan Mountains und der Elias-Range ist bisher nicht der Gegenstand eingehender Untersuchung geworden. Die Schneegrenze steigt gegen das Innere des Landes an und liegt in dem Tale des Linnkanals, in das man über den Chilkatpaß gelangt, sicher über 1200 m Höhe, denn hier endigen viele kleine Gletscher, die von den Schneefeldern herabziehen.

So lehren uns die Gletscherverhältnisse an der Südostküste Alaskas sehr eindringlich, daß reichliche Niederschläge die Schneegrenze weit herabdrücken, und daß in einem feuchten Klima mit verhältnismäßig hoher Mitteltemperatur und geringen Wärmeschwankungen sich Gletscher entwickeln und erhalten können, die den Eismassen, welche ehedem das Vorland der Alpen überdeckten, nicht an Ausdehnung nachstehen.

4. Gletscher in Afrika. Auf dem afrikanischen Festlande sind bisher nur drei Stellen bekannt, an denen gegenwärtig Gletscher auftreten; sie haben alle in der Nähe der großen Seen eine äquatoriale Lage.

Am Kilimandscharo (6010 m), am Kenia (5900 m) und am Runsoro (5000 m) wurden von Hans Meier, Gregory u. a. Gletscher entdeckt. Der Kilimandscharo erhält von Norden und Osten nur trockene Winde, von Westen und Südwesten kommt feuchte Luft; daher ist die Gletscherentwickelung auf den verschiedenen Seiten dieses Berges verschieden. Im Norden geht das Eis bis 5800 m, im Nordwesten bis 5000 m herab und umgibt die Westseite wie ein Mantel, von welchem drei Zungen bis 4650 m herabreichen. Auf der Südwestseite geht eine solche sogar bis etwa 4000 m herunter. Die Südseite ist von einem Eispanzer eingehüllt, der bis 5200 m reicht, und dem mehrere Zungen entströmen, deren Enden bei 4400 m liegen. Im Osten ist 5300 m die untere Grenze des Eises.

Die Höhe der Schneegrenze darf demnach hier bei etwa 5200 m angenommen werden. Am Kenia liegt die untere Grenze des Eises bei 4600 m, am Runsoro bei 4500 m; die Schneegrenze dürfte in fast gleicher Höhe wie beim Kibo anzunehmen sein.

5. Die Gletscher der Neuseeländischen Alpen. Die Südinsel von Neuseeland trägt auf ihrer Westseite eine gewaltige Gebirgskette, welche

im nördlichen Teile der Insel im Mount Franklin 3048 m, im mittleren Teile, den „Southern Alps", im Mount Hochstetter 3414 m, im Mount Cook, dem Kulminationspunkte, 3768 m Höhe erreicht und gegen den südlichen Teil ziemlich rasch auf weniger als 2000 m Höhe herabsinkt. Vom Westrande der Insel aus erfolgt der Anstieg zur Kammhöhe des Gebirges auf geringe Entfernung. Die mit Wasserdampf gesättigte Luft, welche von Nordwest über die Südsee herkommt, wird beim Überschreiten des Gebirges schon in verhältnismäßig geringer Höhe kondensiert und von etwa 1850 m an aufwärts bleiben die Niederschläge als Schnee angehäuft. Zahlreiche, ziemlich ausgedehnte Gletscherströme auf der Nordwestseite der Neuseeländischen Alpen reichen, wie Franz Josef- und Prinz Alfredgletscher, mit ihren Enden fast auf das Niveau von 200 m herab, wo sie, umgeben von einer üppigen subtropischen Flora, welche das ozeanische Klima erzeugt, kräftige Gebirgsbäche entsenden. Die Gletscher des Südostabhanges gehen weniger weit unter die Schneegrenze herab als die der Nordwestseite. Am tiefsten, bei 730 m, liegt hier das Ende des größten Neuseeländer Eisstromes, des Tasmangletschers. Auch die beiden westlichen Nachbarn desselben, der Müller- und der Hookergletscher, gehen noch bis 786 bzw. 820 m Seehöhe herab; alle anderen Gletscher der Ostseite, selbst der an Ausdehnung noch recht bedeutende Murchisongletscher, endigen höher als 1000 m. Die Schneegrenze liegt hier höher als auf der Nordwestseite. Lendenfeld nimmt sie bei 2200 m, v. Haast bei 2400 m an. (Aus Lendenfelds Karte des Tasmangletschers würde sie zwischen 1800 bis 1900 m zu vermuten sein.)

Die höhere Lage der Schneegrenze entspricht vollkommen der geringeren Feuchtigkeitsmenge, welche den Gletschern der Südostseite zur Ernährung dient. Die für die ganze Insel vorherrschenden Nordwestwinde kommen als trockene, warme Luftströme an dem Südosthange der Gebirgskette herab und tragen wesentlich dazu bei, die klimatischen Verhältnisse des östlichen Inselgebietes im Gegensatz zu denen des Westens in fast kontinentale zu verwandeln. Das kommt sehr deutlich in der Differenz der Niederschlagsmengen — Westküste 2,9 m pro Jahr, Ostküste 0,7 m pro Jahr sowie in den viel größeren Temperaturschwankungen zum Ausdruck, welche die trockene Ostseite gegenüber der feuchten Westseite auszeichnen.

Als Eigentümlichkeit der neuseeländischen Gletscherlandschaft hebt Lendenfeld die Weite und Flachheit der Täler hervor, welche zu den großen Gletschern hinauf führen. Wo wir in den europäischen Alpen schmalen Schluchten begegnen, treffen wir in Neuseeland mehrere Kilometer breite, sanft geneigte Täler an. Die Seitentäler und Flußoberläufe besitzen hier denselben Charakter wie die Haupttäler in den europäischen Alpen.

Die untere Partie der großen Gletscherzungen im Canterburydistrikt ist auf mehrere Kilometer Länge von Oberflächenmoränen be-

deckt; das Eis darunter ist arm an Spalten. Besonders mächtig ist die Schuttdecke der unteren 5 km des großen Tasmangletschers; auf ihr gedeihen und blühen viele Neuseeländer Alpenpflanzen. Die gewaltigen Seitenmoränen des Müllergletschers tragen Wälder von ansehnlichem Alter und zeigen, daß seit langer Zeit die Eismassen von den Rändern dieser Schuttwälle zurückgewichen sind.

Gelegentlich der kartographischen Aufnahme des Canterburydistrikts hat T. N. Brodrick den Gletschern besondere Aufmerksamkeit gewidmet und außer einer Reihe wertvoller Bewegungsmessungen die Dimensionen dieser Eisgebilde gewonnen, welche in folgender Zusammenstellung angegeben sind.

Gletscher	Fläche in km²			Verhältnis Zunge : Firn	Länge	Breite der Zunge		Höhe des Gletschereises
	Zunge	Firn	Gesamt		km	Maximum km	Mittel km	m
Tasman	55,4	101,0	155,4	1,8	28,9	3,50	1,91	730
Murchison	23,4	60,7	84,1	2,4	17,4	1,70	1,34	1120
Godley	21,4	42,5	63,9	2,0	12,9	1,70	2,70	1090
Müller	12,9	31,1	44,0	2,4	12,9	1,22	1,00	786
Hooker	13,7	16,8	30,5	1,7	12,0	1,08	0,84	820
Classen	6,9	16,2	23,1	2,3	7,8	1,46	0,86	1090

Das Verhältnis zwischen Zunge und Firn ist ziemlich klein; die Gletscherzungen erscheinen gegenüber den Firnfeldern sehr ausgedehnt; das ist bei den flachen Tälern, in welchen die Eisströme fließen, verständlich und steht mit den Erfahrungen im Einklange, welche wir aus den Alpen und dem Kaukasus besitzen. Leider ist in Brodricks Mitteilung die Höhenlage der Schneegrenze nicht angegeben, auf welche sich die von ihm ausgeführte Teilung in Zunge und Firnfeld bezieht.

Die Gesamtzahl der Neuseeländer Gletscher ist wesentlich größer, als es nach der Tabelle den Anschein hat. v. Haast und Hochstetter nennen an 50 Talgletscher, ohne damit alle vorhandenen aufgezählt zu haben. Zu den bedeutenderen Gletschern gehören noch der Ramsaygletscher (11,2 km lang) und der Lyellgletscher (12,8 km lang) im Flußgebiete des Kakaia.

6. Die Gletscher der Polarländer. Die Gletscher der polaren Gegenden zeigen häufig eine geringfügige Umbildung des Schnees in kompaktes Eis. Infolge der niedrigen Temperatur, die an der Gletscheroberfläche herrscht, können die trockenen Schneekörnchen nicht in dem gleichen Maße untereinander verschmelzen, als dies in geringeren Breiten mit günstigeren Insolationsverhältnissen und größerer Luftwärme der Fall ist. Die obersten Lagen dieser Gletscher erscheinen

daher wohl sehr deutlich geschichtet, da die Schneemassen, welche die einzelnen Niederschläge brachten, durch ganz dünne Zwischenlagen härteren, verfirnten Schnees voneinander geschieden sind; aber die eigentliche Umbildung der ganzen Masse in grobkörnigen Firn findet erst unter Einwirkung größeren Druckes in ziemlich bedeutender Tiefe statt, so daß die obersten Partien der Gletscher aus sehr porösem Material gebildet bleiben. Je nach der Länge des Weges, den die Gletschermasse zurücklegt, bis sie entweder durch die Abschmelzung oder durch Kalbung im Meere vernichtet wird, ist die Umformung des Schnees in festes Eis von großkörniger Struktur mehr oder minder weit gediehen. Gletscher von geringer Mächtigkeit, welche nur kurze Wegstrecken durchmessen, endigen in steilen Abbruchwänden, welche hauptsächlich Firnmaterial enthalten. Sie wurden von A. Hamberg treffend als „unentwickelte" Gletscher bezeichnet. Doch finden sich oft in unmittelbarer Nähe von solchen andere Gletscher, bei denen die Umbildung von Firn in Eis bedeutend weiter fortgeschritten ist. Auf diesen Unterschied in der Struktur hat nach Ch. Rabot schon 1838 Eugène Robert aufmerksam gemacht. Die Berichte von der Challenger-Expedition, die Befunde von Peary, Nansen, Sverdrup u. a. stimmen damit vollständig überein.

Grönlands Binneneis. Zwischen 60° bis 83° 39′ nördl. Br. und 20 bis 70° westl. L. v. Gr. eingeschlossen liegt die große Insel Grönland, deren wissenschaftliche Erforschung seit fast 200 Jahren Gegenstand zahlreicher Expeditionen war. Die Westküste ist als die bequemer zugängliche schon ziemlich gut bis zu den höchsten Breiten vor allem durch die energische Tätigkeit der dänischen Forscher bekannt, während an der Ostküste von dem durch die II. Deutsche Nordpolarexpedition erreichten nördlichsten Punkte bei etwa 77° nördl. Br. bis zum Nordrande der Insel der Verlauf der Küste noch nicht festgestellt werden konnte. Zahlreiche Fjorde, in deren Hintergrunde gewaltige Eismassen herabsinken, durchfurchen die ganze Küste. Verschiedene Versuche, in das Ursprungsgebiet dieser Gletscher vorzudringen, begründeten schon frühzeitig die Meinung, daß eine Eismasse von ungeheurer Ausdehnung, die ihre Ausläufer in die Fjorde entsendet, über Grönland gebreitet ist, und schon 1729 wurde durch den dänischen Major Paars eine Expedition unternommen, bei der von der Westküste her die große Eiswüste durchquert werden sollte. Den ersten großen Vorstoß ins Innere Grönlands konnte A. E. Nordenskiöld 1883 auf einer 18tägigen Reise ausführen, die ihn 117 km vorwärts brachte. Seitdem hat im Jahre 1888 Fr. Nansen seine kühne Fahrt auf Schneeschuhen vollbracht, bei der es ihm gelang, nach 40tägiger anstrengender Wanderung das Binneneis auf einer 560 km langen Strecke, die bis zu 2720 m anstieg, längs des 64. Breitengrades zu durchqueren.

Nach dieser Tat Nansens konnte man als erwiesen annehmen,

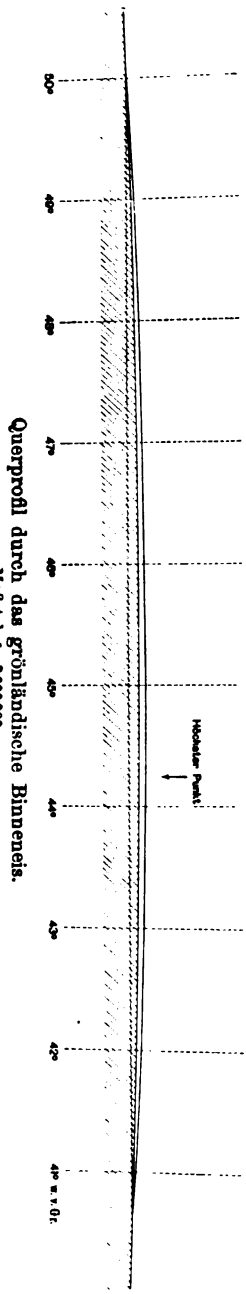
daß eine zusammenhängende Eisdecke das ganze Innere der Insel verbirgt und nur verhältnismäßig schmale Streifen an der Küste eisfrei sind. Eine Schlittenreise, welche R. E. Peary 1891 im äußersten Norden Grönlands ausführte, zeigte, daß auch hier die Eisbedeckung im Innern ununterbrochen ist, jedoch gegen die Nordküste der Insel aufhört. Auf dem schneefreien Boden wurden Blumen, Insekten und Moschusochsen angetroffen. Etwas südlicher, auf einer von der Küste entfernten Strecke, längs welcher die Rückreise ausgeführt wurde, hatte das Inlandeis Höhen von 1200 bis 2500 m. Als höchster Punkt Grönlands ist bisher die Petermannspitze (3500 m) im Hintergrunde des tief ins Festland eingreifenden Kaiser-Franz-Josef-Fjords an der Ostküste bekannt. Eine Durchquerung des südlichsten Teiles des Binneneises durch eine dänische Expedition unter der Leitung von Garde führte auf 280 km langer Wanderung bis zu 2300 m Höhe. Man kann demnach auf Grund der bisherigen Erfahrungen sagen, daß die grönländische Eisdecke längs einer die Insel von Süd nach Nord durchziehenden, etwas gegen den Ostrand gerückten Linie ihre größten Höhen besitzt, welche von 2300 m im Süden bis 3500 m in der Mitte ansteigen, um dann gegen den Nordrand der Insel wieder auf 2500 m und weniger herabzusinken.

Von dieser Eisscheide aus findet das Abfließen des Eises nach den Küsten hin statt. Nansen vergleicht die Form des Inlandeises mit der eines Schildes. Die Schildfläche ist im Süden stark gewölbt, während sie nach Norden zu sehr rasch flacher wird. Aber die Krümmung, welche als nahezu kreisförmig angesehen werden kann, ist nicht nur in der Ostwest-, sondern auch in der Nordsüdrichtung vorhanden. Im Profil von Nansens Marschroute ist nach den Berechnungen von A. M. Hansen der Radius des Kreises, der sich der Krümmung der Eisoberfläche gut anschmiegt, 10 380 km.

Die Erdkrümmung ist dabei nicht berücksichtigt. Dadurch kann leicht die Vorstellung erweckt werden, als ob die Ränder des Inlandeises relativ höher liegen, wie die Mitte. Mit Berücksichtigung der Erdkrümmung erhält man ein Querprofil, das in Fig. 15 (a. f. S.) wiedergegeben ist. Der Radius des Kreises, der sich ungefähr an die Form der Oberfläche des Inlandeises anschmiegt, ergibt sich in dem Falle zu nahe 3700 km, also wesentlich kleiner als der Erdradius. Das entspricht jedenfalls den tatsächlichen Verhältnissen besser als die obige Angabe.

Nach Süden zu nehmen die Radien der Kreise ab, nach Norden hin zu. Nur an den Küsten ist die Abweichung des wirklichen Eisprofiles von den Kreisbögen verhältnismäßig groß.

Eine Eigentümlichkeit besitzt nach Nansen die Oberflächenform des Inlandeises, das ist eine schwache Wellenbildung. In der Nähe der Küste kommen größere Wellen vor, welche allmählich in flachere und längere gegen das Innere hin übergehen; außerdem gibt es kleinere, die



Querprofil durch das grönländische Binneneis.
Maßstab 1 : 2 000 000.

Fig. 15.

man den ganzen Weg über verfolgen kann, die ebenfalls nach innen länger und weniger bedeutend werden. Die letzteren betrachtet Nansen als Analoga zu den Windwellen, welche auf Schneeflächen erzeugt werden, und leitet ihre Bildung, wie mir scheint mit Recht, hauptsächlich auf die Tätigkeit der starken Winde zurück, welche während des größten Teiles des Jahres vom Innern des Landes gegen die Küsten hin wehen. Die größeren Wellen dagegen führt er auf die Unregelmäßigkeiten des Untergrundes zurück, über den die Eismassen abfließen müssen.

Außer in einem schmalen Streifen der Randzonen in der Nähe der Küsten gab es auf dem ganzen mittleren Teile des Inlandeises auf Nansens Route keine Seen, keine Bäche, keine Spalten und fast keine Unebenheiten. „Die Oberfläche ist vom Winde gescheuert und geglättet, wie der Fußboden einer Stube; nur in der Nähe der Randzonen, wo der Wind stark war, hatte er den trockenen Schnee zu kleinen Wellen zusammengetrieben. Am 30. August waren wir in einer Meereshöhe von etwa 2000 m und 90 km von Nordenskiölds Nunatak entfernt, wo wir die Küste verließen. Von diesem Tage an war die Oberfläche glatt wie ein Spiegel, ohne andere Unebenheiten als die Spuren, die wir selbst hinterließen. Dies dauerte bis zum 19. September, wo wir wieder Windwehen von verschiedener Größe antrafen; wir waren da in einer Meereshöhe von 2000 m und etwa 80 km vom westlichen Rande des Eises entfernt.“

In der Nähe der Küste war die Schneeoberfläche am Tage gewöhnlich feucht und weich; wenn es aber nachts fror, wurde sie ganz hart; dies geschah schon in einer Höhe von 560 m. In 1100 m Höhe war die Oberfläche ganz eben und glatt und auch bei Tage hart gefroren. Bei 1400 m Höhe bedeckte eine dünne Schicht frisch

gefallenen Schnees die Oberfläche des harten Schneeeises. Die lose weiche Schneeschicht nahm gegen das Innere an Mächtigkeit zu; bei 1600 m Höhe waren etwa 20 cm, in 2000 m bis zu 30 cm Schnee, während in 2200 m die Dicke der frischen Schneelage nur mehr 23 cm ausmachte und bei 2550 m sogar auf 8 cm sank. Das deutet auf eine Höhenlage maximalen Niederschlages von etwa 2000 m; es liegt aber nur die eine Beobachtung vor und deshalb kann kein sicherer Schluß gezogen werden (vgl. S. 54 u.).

Die Schneeeisschicht unter dem losen, frischen Schnee erwies sich von geringer Dicke, etwa 15 mm; darunter war lockerer, loser Schnee, etwa 180 mm tief, und diesem folgte eine härtere, nur schwer durchdringliche Eisschicht. Darauf konnte wieder 30 bis 40 cm tief durch immer härter werdenden Schnee der Probestab eingetrieben werden, bis er endlich etwa 70 cm unter der Oberfläche nicht mehr weiter zu bringen war. Also Abwechselung von Schichten weichen und harten Schnees; nur die oberflächlichen Partien werden durch die Sonnenwärme (in 2270 m Höhe) geschmolzen; die Schmelzwasser dringen aber nicht tief ein. Das Schmelzen des Schnees kann daher in dieser Höhenlage die Schneemenge nicht vermindern.

Daß in diesen Regionen die jährliche Niederschlagsmenge nicht sehr groß ist, wurde in dem Kapitel über das Klima der Polarregionen bereits bemerkt. Wirkliche Messungen liegen nur für einige Stationen der Westküste vor; aus ihnen ergibt sich eine Abnahme der Niederschlagsmenge gegen Norden. In Iviktut (61° 12′) wurden 1875 bis 1880 im Mittel 1,30 m, in Godthaab (64° 10′) 0,68 m, in Jakobshavn (69° 12′) nur 0,21 m gemessen und während Drygalskis Aufenthalt im Karajak-Fjord (70° 27′) wurde die außerordentlich geringe Niederschlagshöhe von 0,108 m bestimmt. Eine Zunahme gegen das Innere hin ist wahrscheinlich, aber nicht sicher angebbar.

Die Höhe der Schneegrenze gibt Drygalski für das Gebiet des Karajakfjords zu 700 bis 800 m an. Ältere Angaben verlegen dieselbe selbst in weiter nördlich gelegenen Gebieten der Ost- und Westküste noch in 900 bis 1250 m (Heim).

Über die Ernährungsverhältnisse, unter denen die etwa 1,9 Mill. qkm umfassende Inlandeisdecke des 2,1 Mill. qkm großen Kontinentes steht, läßt sich also bisher wenig Bestimmtes aussagen. Besser, wenn auch noch nicht ganz befriedigend, sind wir über die Aufzehrung der Eismasse unterrichtet, welche im Randgebiete durch Abschmelzung und Abbruch von Eisbergen in den zahlreichen Fjorden stattfindet. Die Gesamtlänge des Eisrandes ergibt sich zu mindestens 8000 km. An mehr als 100 Punkten berührt derselbe das Meer; nur an 25 Stellen entstehen dabei, wie Rink hervorhebt, Eisfjorde, von denen 7 oder 8 als solche ersten Ranges angesehen werden können. Die nördliche und nördlichste Küste geben wenig Eisberge; der Abfluß nach Osten ist geringer als der nach Westen, doch so, daß

es auf der Ostseite hauptsächlich der südlichste, auf der Westküste der nördlichste Teil ist, auf welchen sich die Produktion der Eisberge konzentriert.

Das ist in Übereinstimmung damit, daß die Wasserscheide näher an der Ostküste liegt; es kann deshalb das größere Sammelgebiet auf der Westseite eine bedeutendere Eismenge abfließen lassen als das der Ostseite. Zudem bringen die vorherrschenden feuchten Westwinde die größeren Niederschlagsmengen auf den Westabfall des Inlandeises. Da enorme Eismengen an den über 100 Stellen, an welchen der Eisrand auf eine Gesamtlänge von etwa 1000 km ins Meer taucht, in Gestalt von Eisbergen forttransportiert werden und außerdem auf einem etwa 20 km breiten Streifen wenigstens am größeren Teile des Westrandes eine beträchtliche Reduktion der Eismasse durch Abschmelzung stattfindet, so ist es seit langer Zeit eins der interessantesten Probleme der Grönlandforschung, das Gleichgewicht zwischen Ernährung und Abtrag des Inlandeises zu begründen. Wir werden auf dasselbe in dem Abschnitte über Eisberge zurückkommen, nachdem wir uns über Bewegung und Abschmelzung die notwendigen Kenntnisse verschafft haben. Es sei jedoch schon hier bemerkt, daß es keineswegs nötig ist, das Inlandeis als einen Rest aus der Eiszeit anzusehen; die Existenz und fast stationäre Erhaltung desselben läßt sich aus den meteorologischen Verhältnissen der Gegenwart vollständig erklären.

Von besonderer Wichtigkeit ist Fr. Nansens Feststellung, daß die Oberfläche des ganzen Inlandeises, die verhältnismäßig schmale Randzone ausgenommen, vollkommen frei von Fremdkörpern ist. Kein Stein wurde auf der langen Wanderung angetroffen; ja nicht einmal Staub, Kryokonit, wie ihn Nordenskiöld nannte, wurde gefunden. Der feine Verwitterungsstaub, wie ihn die Winde auf den Firnflächen der Alpen- und anderer Gletscher ablagern, bleibt im Randgebiete des Inlandeises liegen. Dieses besitzt keine Obermoränen; es ist fast nur Firngebiet, und da es wenigstens in den bisher bekannten Teilen nirgends von schneefreien Felsen überragt wird, so fehlt jede Gelegenheit zur Produktion von Schutt, der im Innern Grönlands zeitweilig auf die Eisoberfläche kommt. Und selbst wenn solche eisfreie Felsgebilde an anderen Stellen die Eisdecke durchbrechen, so müssen ihre Verwitterungsprodukte doch, von dem anfallenden Schnee überdeckt, allmählich unter die Oberfläche geraten, mit den Schneemassen langsam sinken und gegen die Küste getrieben werden. Im Abschmelzgebiete müssen sie zutage treten. Tatsächlich entbehrt das Inlandeis keineswegs der Beimengung von Schutt, wie aus einer Reihe von Beobachtungen hervorgeht, welche das Vorhandensein von Moränen nahe dem Eisrande dartun. In der Umgebung der Felsgebilde, welche hier über die Eisfläche aufsteigen, bei den mit spärlicher Vegetation bedeckten Nunatakern, tritt Schutt auf, welcher die Spuren des Transportes unter

Eis an sich trägt. Von großen, mehrere Kubikmeter haltenden Blöcken bis zu kleinen Sandkörnern sind alle Zwischenstufen vertreten. Unter dem Eise werden außerordentlich große Mengen von Kies und Sand teils ins Eis eingebacken, teils nur von diesem geschoben, verfrachtet.

Alle Erscheinungen, welche an den gegen das Inlandeis verschwindend kleinen Gletschern der Alpen usw. gefunden und bis ins Einzelne studiert wurden, treten auch hier auf. Das Inlandeis ist eben ein Gletscher von kolossalen Dimensionen. In dieser gewaltigen Ausdehnung liegt das Fremdartige, welches viele Forscher veranlaßte, das Inlandeis als etwas qualitativ anderes wie die Alpengletscher anzusehen; sie ist auch die Ursache, warum gerade dieses in besonderem Maße als Rest der Eiszeit angesprochen wurde. Nun, nachdem wir vor allem durch Nansens kühne Forscherreise wissen, daß ein sehr großer Teil der Eisoberfläche in bedeutende Höhen von mehr als 2000 m emporragt, sehen wir die Abflußbedingungen gegeben, welche den Transport der Niederschlagsmengen aus dem Innern des Landes ermöglichen.

Die Dicke des Inlandeises wird von Nansen durch Vergleiche mit skandinavischen Verhältnissen zu 1800 bis 2500 m geschätzt. Das ist außerordentlich viel und erscheint mir angesichts der Oberflächenform, welche das Nansensche Routenprofil liefert, als ganz unwahrscheinlich. Wenn wirklich ein großer Teil des Berglandes, welches hier von Eis überdeckt ist, wenn der Boden der Täler nur 700 bis 1000 m Meereshöhe haben soll, so ist nicht recht einzusehen, warum die Gebirgskette, welche die Eisscheide verursacht, nur wenig über die als obere Grenze der Eisdicke angegebene Zahl an Höhe besitzen soll. Es ist kein Grund vorhanden, eine besondere Stauung der abfließenden Eismassen an der Küste oder in deren Nachbarschaft anzunehmen und mir scheint, daß man mit ebenso viel Sicherheit, wie sie Nansens Schätzung zukommt, die Dicke der Eismasse auf 400 bis 500 m ansetzen kann. Das würde immer noch ausreichen, um einzelne Zungen von 500 bis 600 m Dicke in Fjorde auszusenden.

Lokale Vergletscherung in Grönland. In dem nicht mehr vom Inlandeise überdeckten Randgebiete Grönlands und auf den Inseln, welche die Küste umsäumen, gibt es viele einzelne Gletscher, die, teilweise ihre eigenen, von denen ihrer Nachbarn vollständig getrennten Firngebiete besitzen, an anderen Orten von einem gemeinschaftlichen Nährgebiete aus gespeist werden. Einzelne von ihnen haben recht bedeutende Moränen; ihre Bewegungsverhältnisse sind von Drygalski näher studiert worden. Über den Umfang dieser Lokalvergletscherung kann bisher keine zuverlässige Angabe gemacht werden; das aber ist bekannt, daß eine stattliche Anzahl solcher Gletscher die Ausdehnung eines mittleren Alpengletschers besitzt. Die Messungsergebnisse werden an der geeigneten Stelle mitgeteilt.

Spitzbergen. Die zwischen 76° 30′ bis 80° 30′ nördl. Br. und 10° bis 28° östl. L. v. Gr. gelegene, aus sechs größeren Ländern bestehende Inselgruppe ist fast ganz vergletschert. Die Hauptinsel, Westspitzbergen, ist bisher am genauesten untersucht und in jüngster Zeit nicht nur in dem schmalen, eisfreien Küstenstriche betreten worden, sondern auch in ihrem Innern Gegenstand geographischer Forschung geworden. Durch die Expeditionen von Sir M. Conway und E. J. Garwood wurde das bis über 1400 m ansteigende „King James-Land" im westlichen Teile der Insel in seinen Hochregionen begangen, und es zeigte sich dabei, daß eine stattliche Zahl von eisfreien Bergspitzen und Graten über die Gletscherdecke emporsteigt, welche zahlreiche Äste in mehrere Haupttäler aussendet, in denen große Eisströme bis zum Meere herabsteigen; an einzelnen Stellen, an welchen die Gletscher den Meeresspiegel nicht erreichen, bilden sie auf dem flachen Vorlande breite, auseinander fließende Eisdecken. Die Schneegrenze ist im südlichen und westlichen Teile der Insel bei etwa 300 m. Am Nordrande sinkt sie viel weiter herab; noch im August fand Conway in der Wijdebai Schnee bis zum Meeresniveau.

Die Vergletscherung ist, besonders in den östlichen Gebieten, vom Inlandeistypus; doch sind, wie bereits bemerkt, an vielen Stellen größere selbständige Gletscher vom alpinen Typus vorhanden und Conway hat mehrfach die Unterteilung der großen Eisdecke in kleinere Nährgebiete der von ihr ausgehenden Gletscher beobachtet.

Die Fläche der ganzen Inselgruppe beträgt etwa 70 000 km²; davon sind mindestens 80 Proz. vereist.

Franz-Josefs-Land. Die zahlreichen Inseln dieses zwischen 80° und 82° nördl. Br. gelegenen Archipels heben sich im allgemeinen 300 bis 400 m über das Meresniveau; an einzelnen Stellen treten Höhen von fast 500 m, in Wilczekland sogar solche von mehr als 700 m auf. Seit ihrer Entdeckung durch Payer und Weyprecht (1872) ist die Inselgruppe mehrfach, besonders gegen Ende des 19. Jahrhunderts, Gegenstand der Erforschung gewesen. Den Expeditionen von Jackson (1894/97), Wellmann (1898/99), sowie den kühnen Reisen von Nansen und Johannsen (1895/96) und der Expedition des Herzogs der Abruzzen verdanken wir wertvolle Bereicherungen unserer Kenntnisse dieses Gebietes, das jedoch noch nicht so weit erforscht ist, daß eine genaue Angabe seiner Größe gemacht werden kann. Annähernd beträgt dieselbe 18 000 km². Die Inseln gewähren, aus der Ferne gesehen, den Anblick sehr flacher, zusammenhängender, blendend weißer Eisschilde, welche mit geringer Wölbung von den höchsten Punkten gegen das Meer herabsinken und da in fast senkrechten Abbruchwänden endigen, die den größten Teil der Küste bilden. Nur an einzelnen Stellen zeigen sich sehr steile Basaltwände, über welche Bruchstücke der Eisdecke herabstürzen. Einzelne Inseln haben übrigens

ziemlich breite Streifen schnee- und eisfreien Tieflandes an der Küste, das mehrfach gerade den nördlichen Saum bildet. In Kronprinz-Rudolf-Land (82° nördl. Br.), wo die italienische Expedition 1899 bis 1900 überwinterte, hat das wenig ausgedehnte eisfreie Gelände bei der Teplitzbai 50 bis 80 m Meereshöhe; auf dem Gletscher jedoch verschwand die Schneedecke in dieser Höhe nirgends. Man kann also die Schneegrenze als nahezu im Meeresniveau verlaufend ansehen. Die Bewegung des Eises war nicht meßbar; dem entspricht auch, daß während des ganzen Aufenthaltes der italienischen Expedition keine Eisbergbildung beobachtet wurde.

Die Eispanzer der einzelnen Inseln von Franz-Josefs-Land gehören in die Gruppe der unentwickelten Gletscher, welche nur aus Firn von geringer Dichte bestehen. An den Abbruchrändern wird häufig Schichtung beobachtet, aus welcher auf eine jährliche Niederschlagsmenge von etwa 0,5 m geschlossen werden kann.

Nowaja Semlja, zwischen 70° und 77° nördl. Br. gelegen, besteht aus zwei Inseln, welche, eine Fortsetzung des Uralgebirges nach Norden darstellend, Höhen bis 1500 m erreichen. Bis 72° nördl. Br. ist die Südinsel flach und niedrig und ganz frei von Gletschern. Erst nördlich von 74° beginnt eine intensive Vergletscherung, welche anfänglich zur Bildung von Einzelgletschern führt, im äußersten Norden aber das Plateau von etwa 600 m Höhe mit einer Inlandeisdecke überzieht. In Matotschkin-Schar, der Meerenge, welche die beiden Inseln trennt, ist die Schneegrenze bei 600 m, am Kap Mauritius (77° nördl. Br.) sinkt sie unter 400 m herab.

Die Gletscher sind auf der Westseite im mittleren Teile der Nordinsel stärker entwickelt als auf der Ostseite. Von den 90 000 qkm, welche Nowaja Semlja umfaßt, ist kaum der sechste Teil von Eis bedeckt. Nach den neueren Untersuchungen von Wilkizky gehen bereits in der Nähe des Matotschkin-Schar zahlreiche Gletscher bis zum Meeresniveau herab, welche viele große Eisberge abstoßen.

Grinnelland. Alle, auch die nordwärts fließenden Gletscher dieser westlich von Grönland etwa 79° bis 83° nördl. Br. gelegenen Insel endigen in 70 bis 100 m hohen, fast senkrechten Eiswänden. Hat man deren Höhe erklommen, so übersieht man ein weit ausgedehntes Schneefeld und firnbedeckte Berge, von welchen die Gletscher kommen, unter denen Mer de glace Agassiz der bedeutendste ist. Ihre Enden liegen nur wenig über dem Meeresniveau. Ablation findet wegen des geringen Neigungswinkels, unter welchem die Sonnenstrahlen einfallen, nur an den senkrechten Eiswänden statt. Die Schneegrenze darf demnach bei etwa 100 m Höhe angenommen werden.

Der nördliche Teil der Insel, Grant Land, ist von Inlandeis, dem Glacier Henriette Nesmith, bedeckt, welcher etwa 800 qkm umfaßt.

Die Inseln des arktischen Nordamerika sind wenigstens gegen die Davisstraße und Baffinsbai mit zahlreichen Gletschern geziert,

welche jedoch bisher nicht zum Gegenstande näherer Untersuchungen gemacht wurden. Westlich von Grinnelland wurden erst durch O. Sverdrups Expedition 1898 bis 1902 neue Erfahrungen gewonnen.

In dem Gebiete des nordamerikanischen Festlandes, welches nördlich vom Polarkreise liegt, sind ebenso wie in Nordsibirien, keine Gletscher vorhanden. Trotz der niedrigen Wintertemperaturen kann sich keine dauernde Eisdecke bilden, weil die in geringer Menge anfallenden Niederschläge während des Sommers, in welchem tagsüber hohe Temperaturen herrschen, verflüssigt werden. So bleiben in Sibirien selbst 2800 m hohe Berge frei von ewigem Schnee. Als Äquivalent für die Gletscher tritt in diesen polaren Festlandsgebieten das Bodeneis auf, das, wie E. v. Tolls Untersuchungen in Sibirien gezeigt haben, mehr als 120 m Tiefe erreicht. Bisher ist nicht entschieden, ob das Bodeneis als fossiles Eis aufzufassen ist, oder eine Bildung der Gegenwart darstellt. Man neigt neuerdings mehr der letzteren Ansicht zu, indem man betont, daß in den arktischen Gebieten, in welchen das Bodeneis auftritt, trotz der hohen Temperaturen, welche im Sommer die äußersten Schichten des Bodens erhalten, die zugestrahlte Wärmemenge nicht ausreicht, um den während des langen Polarwinters gefrorenen Boden bis in größere Tiefen hinab aufzutauen, weil die Wärmeleitungsfähigkeit desselben sehr gering ist.

Die Gletscher des südlichen Polargebietes. Dank der gewaltigen Anstrengungen, welchen sich die Mitglieder der gegenwärtig in Tätigkeit befindlichen Südpolarexpeditionen unterziehen, scheint sich der Schleier über der bisher recht geheimnisvollen Umgebung des Südpoles zu lüften. Wenigstens besitzen wir kurze Berichte über ein erfolgreiches Vordringen der Mitglieder Scott, Wilson und Shakleton der englischen Südpolarexpedition, welche auf einer 94tägigen Schlittenreise von der in der Nähe des Vulkans Erebus auf Viktorialand gelegenen Beobachtungsstation aus bis 82° 17′ südl. Br., also um mehr als 500 km näher an den Südpol kommen konnten, als die bis dahin von James Ross (1842) mit 78° 10′, von Borchgrevink (1900) mit 78° 50′ erreichten südlichsten Punkte liegen. Der im Süden der großen antarktischen Eismauer, die bisher unerstiegen blieb, vermutete Kontinent ist wirklich vorhanden und steigt bei 82° südl. Br. bis zur Höhe von 3000 bis 3600 m an. Seine weitere Ausdehnung bis zum Pole hin wird wohl als ziemlich sicher angenommen werden dürfen. Nach den bisherigen Erfahrungen, welche auch durch die Resultate der von E. v. Drygalski geleiteten deutschen Expedition gestützt werden, haben wir dieses südpolare Festland als von einer großen Inlandeisdecke überzogen anzusehen, welche fast mit ihrem ganzen, etwa 17 000 km langen Rande ins Meer taucht und das Material der Eisberge liefert, die neben dem Packeis das Vordringen in die Südpolregion so ungemein schwierig gestalten. Die Fläche dieser gewaltigen Eiskalotte beträgt

beiläufig 13 Mill. km², ist also etwa siebenmal so groß wie die des grönländischen Inlandeises.

Bei der erwähnten Schlittenreise wurde der Schnee in der Nähe des Eisrandes auf einer Strecke von 100 km Eis einwärts weich. Erst später wurde harter, für die Schlittenfahrt geeigneter Schnee angetroffen.

Die Eisdecke ist, wie aus den älteren Berichten hervorgeht, bis an den Rand beständig verschneit; die Höhe der Schneegrenze fällt demnach hier ins Meeresniveau.

Die Inseln des Südpolargebietes sind alle reich an Gletschern, welche die S. 108 schon gekennzeichnete, für die polaren Gletscher charakteristische Struktur besitzen. Auch die nördlich vom Polarkreise liegenden Inseln tragen Gletscher, welche wenigstens als Zwischenstufe zwischen den polaren unentwickelten und den alpinen Gletschern angesehen werden können.

Auf Südgeorgien, das 1881 einer deutschen Expedition als Stützpunkt diente, hat nach Peter Vogel das 4,1 km breite Ende des Rossgletschers, das bei 100 m Höhe über dem Meere 90 m unter Wasser taucht, also auf festem Boden liegt, eine senkrechte Wand, von der häufig gewaltige Stücke abbrechen, welche von der Flut als Eisberge weiter geführt werden. Das Eis war außerordentlich porös; größere Schmelzwasserbäche wurden nicht beobachtet. Die Firngrenze ist wahrscheinlich über 360 m Höhe; wenigstens wurde bis zu diesem Niveau der Rossgletscher im Februar schneefrei. Daneben aber finden sich 700 m hohe Berge, welche im Sommer vollkommen schneefrei sind. Die in ihrer ganzen Länge von etwa 175 km von einem bis zu 2000 m Höhe erreichenden Gebirge durchzogene Insel ist in bedeutendem Maße vergletschert und die Eisbedeckung zeigt alpinen Charakter. Die Südseite ist, der vorherrschenden Windrichtung entsprechend, stärker vergletschert als die nördliche, deren Küste eine reiche Gliederung besitzt.

Kerguelen, 48° bis 50° südl. Br. gelegen, gehört zu den bestbekannten der vereinzelten Inseln der südlichen Meere und hat etwa 9900 km² Fläche. Die Firngrenze liegt nach einer Bestimmung, welche am Zeyegletscher vorgenommen wurde, auf der Nordseite der Insel bei 420 m. Die höchste Erhebung, der Mount Ross mit 1880 m, liegt auf der Südseite, auf welcher die Vergletscherung größere Dimensionen erreichen soll. Von den näher untersuchten Gletschern der Nordseite endigt der Lindenberggletscher mit einer 24 m hohen Eiswand 75 m über dem Meere. Die zahlreichen Fjorde, welche die Insel überall besitzt, lassen auf eine sehr bedeutende ehemalige Vergletscherung schließen.

Die Gesamtfläche der Inseln des Südpolargebietes umfaßt ca. 14 000 km², wovon mindestens 3000 km² vergletschert sind.

Für die Gesamtvergletscherung der Erde gewinnen wir aus dem Vorstehenden folgende Übersicht:

Europa:	Alpen	>	3 800 km²
	Pyrenäen		40 „
	Skandinavien		5 000 „
	Island und Jan Mayen . .		13 470 „
	Kaukasus	>	1 840 „
Asien:	Zentralasien und Sibirien .		10 000 „ (?)
Amerika:	Nordamerika und Alaska .		20 000 „ (?)
	Südamerika		10 000 „ (?)
Afrika			20 „ (?)
Australien:	Neuseeland	>	1 000 „
Polarländer:	Grönland		1 900 000 „
	Spitzbergen		56 000 „
	Franz-Josefs-Land		17 000 „
	Nowaja Semlja		15 000 „
	Nordamerikanische Inseln .	>	100 000 „
	Südseeinseln		3 000 „
	Südpolarfestland		13 000 000 „
	Gesamtfläche der Gletscher	>	15 156 000 km²

Die Gletscherbedeckung der Erde beträgt demnach rund 15,2 Mill. km², d. i. ca. 3 Proz. der ganzen Erdoberfläche, bezw. ca. 10 Proz. der Festlandsoberfläche. Weitaus der größte Anteil der Vergletscherung trifft auf die polaren Gebiete.

Die Eisbedeckung der Hochgebirge in den gemäßigten Zonen beträgt höchstens 70000 km², d. h. weniger als 0,5 Proz. des gesamten Gletscherareals der Erde.

Fünfter Abschnitt.

Bewegung der Gletscher.

Messungsmethoden. Allgemeine Messungsergebnisse. Änderung der Geschwindigkeit: a) vom Rande zur Mitte; b) in der Längsrichtung; Bewegungslinien; c) mit der Neigung; d) mit der Größe des Querschnittes. Vergleich zwischen der Bewegung des Gletschers und des Wassers in Kanälen. Anhang: Die Temperatur des Gletschers.

Messungsmethoden. Wie schon in der Einleitung hervorgehoben wurde, besitzen wir seit den Arbeiten Hugis, dann Agassiz' und seiner Genossen, seit Forbes' und Tyndalls Messungen am Mer de glace eine Reihe von Kenntnissen über die Bewegung des Eises, welche nach der qualitativen Seite hin ausreichen, um diese Bewegung im allgemeinen zu charakterisieren und mit anderen zu vergleichen. Je mehr man sich aber mit dem ganzen Erscheinungskomplex des Gletscherphänomens befaßte, um so mehr wuchs das Bedürfnis nach weitest gehender Genauigkeit der Messungen, deren Ergebnisse auch in quantitativer Hinsicht befriedigen und für Vergleiche der Bewegungsverhältnisse eines Gletschers an verschiedenen Stellen bzw. verschieden großer, unter möglichst verschiedenen Verhältnissen existierender Gletscher als sichere Grundlage genommen werden können.

Bei der Messung der Geschwindigkeit einer Stelle des Gletschers handelt es sich immer um die geodätische Bestimmung der Lage zweier Punkte, des Anfangs- und des Endpunktes der Verschiebungsstrecke. Man wird also zunächst darauf auszugehen haben, jeden dieser Punkte mit großer Genauigkeit einzumessen; aber auf welchem Wege immer auch diese Einmessung erfolgen mag, absolut genau, also fehlerlos kann sie nie sein, und es kann ganz allgemein bemerkt werden, daß die Messungsfehler um so größer sein werden, je primitiver der Meßapparat ist. Man hat längst gefunden, daß sichere Punktbestimmungen in teilweise so unwegsamem Gebiet, wie es das der Gletscher meistens ist, nur durch Winkelmessungen, also nach trigonometrischen Methoden gewonnen werden. Aber auch dann, wenn mit dem Theodolit gearbeitet wird, ist außer der Güte des Instrumentes und der Sicherheit des Beobachters noch erforderlich, daß jeder einzumessende Punkt nach mehreren Richtungen hin festgelegt wird, daß also möglichst viele

Winkel zur Bestimmung dieses Punktes benutzt werden. Dies ist um so mehr notwendig, je kürzer die zu messende Strecke ist, da der bei ihrer Ermittelung zweimal auftretende Fehler in der Punktbestimmung in um so höherem Maße ins Gewicht fällt. Es wird sich daher empfehlen, möglichst große Zeitintervalle zu wählen, innerhalb deren die Bewegung gemessen werden soll. Bestimmungen der Geschwindigkeiten für wenige Tage oder gar nur einige Stunden mögen wohl unter sich vergleichbare, zu qualitativen Betrachtungen genügende Resultate liefern, da je nach der angewandten Messungsmethode die Messungsfehler systematisch in demselben Sinne erfolgen können; aber die Ausdehnung der Ergebnisse solcher Augenblicksbestimmungen auf den größeren Zeitraum etwa eines Jahres ist kaum zulässig.

Die Schwierigkeit, geeignete Marken auf dem Eise zu bekommen, welche die sichere Einmessung zu Zeitpunkten, die etwa um ein Jahr auseinander liegen, erlauben, ist nun, nachdem die von Heim angegebene Methode der Steinlinien vielfach erprobt wurde, nicht mehr vorhanden. Die Steinreihen (mit auffallenden Farben bestrichene kleine Steine werden in eine Reihe gelegt, welche in gewissen Entfernungen handgroße, mit Nummern versehene Steine enthält) genügen fast für alle Messungen, welche an Gletscherzungen vorgenommen werden. Nur für diejenigen Messungen, welche die Unterschiede der Geschwindigkeit in den verschiedenen Jahreszeiten oder gar eine Abhängigkeit von der Witterung und den Tageszeiten ermitteln wollen, ist neben der weitgehendsten Genauigkeit in der Punktbestimmung auch eine andere Markierung des einzumessenden Punktes nötig. Die Nummernsteine der Steinlinien erfahren nämlich im Laufe der Zeit unkontrollierbare Verschiebungen, welche mit der Gletscherbewegung nicht zusammenhängen, dadurch, daß sie ihre Unterlage vor der Abschmelzung schützen; es bilden sich unter den Steinen kleine Eispfeiler, von denen dann die Steine abrutschen. Am Hintereisferner wurde beobachtet, daß die auf diese Weise im Laufe eines Jahres eintretende Verschiebung bis zu 2 m betragen kann. Für solcherlei genaue Messungen empfiehlt es sich, Bohrlöcher in das Eis so tief zu machen, daß die in dieselben eingesenkten Holzstäbe innerhalb der Beobachtungszeit nicht vollständig ausschmelzen, und die vertikal stehenden Holzstäbe als Signale zu benutzen. Für Geschwindigkeitsmessungen im Firn und in den oberen Teilen der Gletscherzungen, welche zumeist erst im Spätjahr ausapern, wo also wegen vorhandener Schneedecken die Nummernsteine nicht immer oder gar nicht mehr gefunden werden können, werden ähnliche Marken ebenfalls verwendbar. Bei der Rhonegletschervermessung und am Hintereisferner wurden sie für die Bestimmung der Firngeschwindigkeiten benutzt.

Die Methoden der Vermessung können natürlich ganz verschiedene sein. Jedes größere Lehrbuch der Vermessungskunde gibt hier genügende Auskunft; auch über die dabei erreichbare Genauigkeit. Wenn ich

trotzdem die von Finsterwalder zuerst und dann von ihm, Blümcke und mir oft angewandte Methode hier kurz bespreche, so geschieht dies, weil dieselbe bei großer Einfachheit beliebig zu steigernde Genauigkeit erlaubt und besonders für Gletscherbeobachtungen als praktisch erprobt wurde.

Ein trigonometrisches Netz wird, entweder auf eine eigene Basismessung gegründet oder im Anschluß an Signale der Landesvermessung, über den zu beobachtenden Teil des Gletschers gelegt. Die Eckpunkte des Netzes sollen jederzeit leicht auffindbar und durch geeignete Marken in festem Gestein gesichert sein. Das Netz wird in sich durch möglichst viele Winkelmessungen gefestigt. Jeder Eckpunkt erhält als Signal entweder eine Steinpyramide (Gipfelpunkte) oder eine Holzstange mit angebundener rotweißer Fahne, die durch ihre Farbe und ihre Bewegungen auf größere Entfernungen bei jeder Färbung des den Hintergrund bildenden Geländes gut sichtbar ist. Einzelne Punkte der Gletscherzunge, also etwa Nummernsteine von Steinreihen, werden dann als Standpunkte des Theodoliten ausgewählt und 'pothenotisch (auf mehr als drei Netzpunkte!) eingemessen. Zur Sicherung des festen Instrumentenstandes auf Eis empfiehlt es sich, für jeden Fuß des Holzstativs eine kleine Vertiefung in das Eis zu hacken und dieselbe, nachdem das Stativ aufgestellt und festgerammt ist, mit kleinen Eisstücken zu verschließen. Größere Steine dienen zur Beschwerung der Stativfüße. Metallstative sind wegen ihrer starken Wärmeleitungsfähigkeit und daraus folgender ungleicher Einschmelzung ins Eis für diesen Fall nicht zu empfehlen.

Mit Hilfe einer Meßlatte können von dem eingemessenen Stationspunkte aus eine Anzahl anderer Punkte der Gletscheroberfläche in kurzer Zeit hinreichend genau bestimmt werden, so daß die Eisoberfläche um den Punkt herum topographisch gut festgelegt ist; doch sollte die Verwendung der Meßlatte auf Entfernungen über 300 m vermieden werden.

Auf alle Fälle sollte man, gleichgültig nach welcher Methode die Messungen ausgeführt werden, stets anführen, wie groß der bei den Beobachtungen erreichte Grad der Genauigkeit ist. Dazu ist allerdings meistens eine etwas unbequeme Rechenarbeit erforderlich; aber auf diese Weise schützt sich jeder Beobachter selbst am besten gegen Schlußfolgerungen, welche bei absoluter Genauigkeit seiner Beobachtungen berechtigt, bei Berücksichtigung der Fehler jedoch unbegründet erscheinen.

Messungsergebnisse. Für die Diskussion der Messungsergebnisse werden wir hauptsächlich solches Beobachtungsmaterial verwenden, das aus Messungen, welche sich mindestens über einen größeren Bruchteil eines Jahres erstrecken, gewonnen ist. Der Wert der übrigen, meistens älteren Messungen soll deshalb keineswegs unterschätzt werden; haben dieselben doch, wie bereits bemerkt wurde, Zahlen er-

geben, welche für die Beurteilung der Bewegungsart des Eises im allgemeinen ausreichend waren, und die sich meistens in das feste Gerüst, welches ausgedehntere Untersuchungen lieferten, recht gut einordnen.

Wo es nötig erscheint, werden wir auch auf diese Messungen zurückgreifen; insbesondere soweit ihre Ergebnisse von den übrigen abweichen. Da glücklicherweise heute aus vielen vergletscherten Gebieten der Erde Beobachtungen vorliegen, welche die Eisbewegung für längere Zeiträume verfolgen, so können wir Material in Anwendung bringen, das verhältnismäßig geringe Messungsfehler aufweist, also bis zu hohem Grade einwandsfrei ist.

Die charakteristischen Merkmale der Eisbewegung, welche dieselbe in direkten Vergleich mit derjenigen des Wassers in einem Flußlaufe setzen lassen, sind überall in gleicher Weise bestehend vorgefunden worden. Was verschieden befunden wurde für Gletscher in anderen Gebieten als in den Alpen, das ist der Betrag der Verschiebung, welche die stärkst bewegten Teile in gleichen Zeiten erfahren. Die Geschwindigkeit größerer Alpengletscher ist zwischen 30 und 150 m pro Jahr gelegen; es fanden sich für die Gletscher Skandinaviens und der Randzone Grönlands ähnliche Beträge. Dagegen zeigen die Ausläufer des grönländischen Inlandeises Geschwindigkeiten von 1000 bis 7000 m im Jahre, und auch bei den Gletschern des Himalaya kommen jährliche Verschiebungen von 700 bis 1300 m vor. Wir werden im folgenden sehen, daß es wesentlich von den Größenverhältnissen der Gletschergebiete, von den Niederschlagsmengen in diesen und von ihrer topographischen Beschaffenheit abhängt, wie rasch die Bewegungen erfolgen. Bevor wir aber versuchen, allgemein gültige Gesetze aufzustellen, wollen wir uns über die Einzelheiten der Bewegung selbst unterrichten.

Änderung der Bewegung vom Rand zur Mitte.

Einzelgletscher. Es soll nun zunächst die Veränderung näher verfolgt werden, welche eine Steinlinie im Laufe der Zeit erfährt, und wir wollen als eines der besten Beispiele für einen Einzelgletscher (der nicht aus mehreren Zuflüssen besteht) dasselbe wählen, das sich bereits in Heims Gletscherkunde, aus den Resultaten der Rhonegletschervermessung übernommen, findet.

Die Rhonegletschervermessung wurde 1874 begonnen und mit großer Sorgfalt unter Leitung hervorragender schweizer Topographen ausgeführt. Sie ist die erste neuere Vermessung, bei der von vorn herein zur Erreichung möglichst sicherer Beobachtungsergebnisse eine weitgehende Genauigkeit der Messungen beachtet wurde. Man hat 1874 vier Steinreihen über den Gletscher gelegt, von denen die oberste, das „rote Profil", in einer Seehöhe von ungefähr 2550 m gelegen, im Laufe der sechs Jahre 1874 bis 1880 an den verschiedenen Nummern-

steinen eine mittlere jährliche Geschwindigkeit aufweist, wie sie die folgende Tabelle wiedergibt.

Entfernung vom rechten Ufer m	Mittlere Geschwindigkeit pro Jahr m	Entfernung vom rechten Ufer m	Mittlere Geschwindigkeit pro Jahr m
100	12,9	620	97,1
160	43,3	640	97,0
200	50,9	660	95,9
220	58,0	680	95,1
240	65,1	700	94,2
260	70,4	720	93,4
280	75,1	740	92,1
300	79,1	760	90,3
320	82,4	780	89,0
340	85,3	800	87,4
360	88,2	820	85,5
380	90,2	840	83,4
400	92,1	860	81,3
420	94,3	880	79,3
440	95,8	900	75,9
460	95,8	920	71,3
480	96,7	940	67,5
500	98,2	960	60,7
520	98,0	980	50,7
540	98,0	1000	39,2
560	98,4	1020	25,8
580	98,1	1040	18,0
600	98,0	1060	10,0

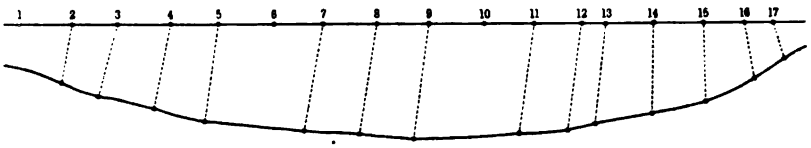
Die Bewegung wächst also vom Rande aus rasch und erreicht bei immer schwächerer Zunahme etwa in der Mitte ihr Maximum.

Dabei zeigt sich eine fast überall stetige Änderung der Geschwindigkeit von einem Punkte zum anderen. Daß wirklich keine Unstetigkeiten auftreten, die bei den um 20 m voneinander entfernten Nummernsteinen nicht bemerkt werden können, hat A. Heim bewiesen, der am Rhonegletscher und am Hüfigletscher (1869 und 1871) lauter dunkle kleine Steine (1 bis 5 cm Durchmesser) dicht nebeneinander zu einer zusammenhängenden Querlinie ordnete. Es ergab sich, daß an keiner Stelle eine sprungweise Änderung der Geschwindigkeit wahrgenommen werden konnte; überall war der Übergang der verschiedenen Werte der Geschwindigkeit ineinander stetig.

Zusammengesetzte Gletscher. Die meisten Gletscher bestehen nun nicht, wie der Rhonegletscher, aus dem Ausflusse einer einzigen Sammelmulde, sondern sind aus mehreren solchen Zuflüssen

zusammengesetzt, deren Abgrenzungen durch Mittelmoränen gegeben sind. Es fragt sich nun, ob hier die gleiche Stetigkeit in der Geschwindigkeitsänderung von einem zum anderen Ufer wahrzunehmen ist, oder ob an der Moräne eine auffällige Verminderung gegenüber der Geschwindigkeit auf beiden Seiten derselben zu beobachten ist. Ein Beispiel dafür mag uns eine Steinlinie auf dem Hochjochgletscher geben. Dort fanden Blümcke und ich Verschiebungen, wie sie aus beistehender graphischen Wiedergabe der Lagen einer Steinlinie in den Jahren 1893 und 1899 hervorgehen (Fig. 16). Man sieht, wie die

Fig. 16.



Steinlinie auf dem Hochjochferner 1893 und 1899.

Verschiebung vom Rande gegen die Mitte zunimmt, um gegen den anderen Rand wieder an Größe zu verlieren; man bemerkt außerdem, daß an der Stelle der Moräne (Stein 12) keine Unstetigkeit im Verlaufe der Steinlinie eintritt.

Dasselbe Ergebnis liefern die Messungen, welche A. Hamberg am Mikagletscher anstellte. Er fand für die untere, 1100 m über dem Meere angelegte Linie:

Abstand von der linken Seitenmoräne m	Verschiebung vom 8. Aug. 1895 bis 20. Aug. 1897 m	Abstand von der linken Seitenmoräne m		Verschiebung vom 8. Aug. 1895 bis 20. Aug. 1897 m
0	3,5	488		55,5
61	14,2	526		56,0
101	23,5	580		56,0
152	31,2	631		52,5
200	38,0	682		52,5
258	44,5	728		50,0
298	49,2	779	Mittelmoräne	47,0
348	53,5	834		43,0
392	56,5	883		33,5
427	56,5	973		3,0

Der Übergang von der maximalen zur Randgeschwindigkeit ist ebenso kontinuierlich, als wenn die Mittelmoräne gar nicht da wäre.

Diese Tatsache ist längst bekannt; sie wurde schon durch die klassischen Messungen Agassiz' auf dem Unteraargletscher festgestellt. Dort fand sich als mittlere Geschwindigkeit für den Zeitraum 1842 bis 1845:

	Entfernung von der Mittelmoräne m	Jährliche Geschwindigkeit m		Entfernung von der Mittelmoräne m	Jährliche Geschwindigkeit m
Linker Rand	525	3,0	Mittelmoräne	0	67,4
	495	5,6		180	70,0
	450	20,7		450	64,1
	375	48,7		564	47,6
	301	55,3		690	39,8
	150	62,8		780	11,9
			Rechter Rand	840	1,6

Aber es sei hier ausdrücklich darauf hingewiesen, daß nach dem Zusammenfluß zweier Gletscher keine Unstetigkeiten in der Bewegung auftreten. Auch in dieser Hinsicht kann die Ähnlichkeit zwischen der Bewegung des Gletschers und der eines Flusses hervorgehoben werden, welche sich durch die Abnahme der Geschwindigkeit gegen den Rand von selbst aufdrängt.

Das Gesetz, nach welchem die Geschwindigkeit vom Rande gegen die Mitte zu wächst, scheint für jeden Gletscher ein anderes zu sein, ja selbst die beiden Seiten des Gletschers verhalten sich meist verschieden; dies ist auch nicht besonders auffällig, denn die Oberflächengeschwindigkeit des Eises hängt wohl ebenso sehr von den Querschnittsformen als von deren Größen und den Neigungsverhältnissen ab. Da sich aber die Formen der Querschnitte, ebenso wie die Neigung, schon innerhalb kurzer Strecken eines und desselben Gletschers stark ändern und bei verschiedenen Gletschern sich wesentlich anders gestalten, so muß auch die Verteilung der Geschwindigkeiten quer über die Oberfläche dementsprechend wechseln.

In der folgenden Tabelle ist eine Zusammenstellung all der Gletscher gegeben, bei denen an einer oder mehreren Steinlinien die Geschwindigkeiten für ein größeres Zeitintervall gemessen sind und von denen mir die Beobachtungsergebnisse so weit bekannt sind, daß ich die Durchbiegung der Steinlinien graphisch darstellen konnte. Aus den Zeichnungen habe ich mit dem Planimeter die mittlere Geschwindigkeit für jede Steinlinie bestimmt als diejenige Größe, welche für die betreffende Stelle der Gletscheroberfläche charakteristisch ist. Da die Maximalgeschwindigkeit über eine größere Breite hin herrscht, so hat es vielleicht auch einen Sinn, das Verhältnis zwischen dieser und der mittleren Geschwindigkeit der Steinlinie aufzusuchen. Dieses Verhältnis findet sich in der Tabelle auch angegeben; doch genügt dasselbe, wie man sieht, keiner einfachen Beziehung mit der Breite des Gletschers, der

Gletscher	Beobachter	Zeitraum	Breite m	Jährliche Geschwindigkeit			Verhältnis Mittel : Max.
				Rand m	Maximum m	Mittel für die Linie m	
Unteraar	Agassiz	1842 — 45	1365	3	70	53	0,76
Hüfi	Heim	1869 — 70	440	7	26	21	0,81
Rhone	Gosset, Held usw.	1874 — 80	1060	10	98	70	0,72
Mer de Glace . . .	Vallot	1891 — 92	760	16	168	132	0,78
„ „ „ . . .	„	„	640	20	176	141	0,80
„ „ „ . . .	„	„	600	12	130	102	0,78
Hochjoch	Blümcke, Heß	1893 — 99	600	3	14	10	0,72
Vernagt	Finsterwalder	1889 — 91	610	2	17	14	0,82
„	Blümcke, Heß	1893 — 95	610	15	50	45	0,90
Guslar	„ „	„	550	10	39	30	0,77
Gepatsch	Kerschensteiner	1887 — 91	740	25	64	49	0,77
„	Finsterwalder, Kutta	1891 — 96	—	17	68	52	0,77
Glieder	Finsterwalder	1885 — 87	430	3	16	9	0,56
Pasterze	Seeland	1882 — 86	1550	—	51	—	—
Suotas	Hamberg	1895 — 96	1700	3	41	30	0,74
Jokkotikaska	„	1896 — 99	522	2	17	11	0,65
Mika	„	1895 — 97	973	2	28	21	0,75
Hintereis	Blümcke, Heß	1894 — 95	850	13	50	40	0,81
„	„ „	„	865	13	52	42	0,81
„	„ „	„	825	13	51	46	0,90
„	„ „	„	730	12	49	44	0,90
„	„ „	„	680	12	47	42	0,89
„	„ „	„	645	10	42	38	0,90
Umbal	Fritzsch	1896 — 1901	700	16	41	32	0,78
						Mittel	$0{,}78 \pm 0{,}02$

einzigen Größe, welche für alle hier aufgezählten Individuen mitgeteilt werden kann. Auch mit der Neigung besteht, soweit dies aus den spärlichen Angaben derselben abgeleitet werden kann, kein einfacher Zusammenhang. Als Mittelwert all der mitgeteilten Messungsresultate findet sich 1 : 0,78 als das Verhältnis zwischen Maximal- und Mittelgeschwindigkeit für eine Steinlinie, eine Zahl, die zur näherungsweisen Beurteilung der Bewegung in einem Gletscher, für den nur wenige Messungen vorliegen, mit entsprechender Vorsicht verwendet werden kann.

Die Angaben über den Wert der Randgeschwindigkeit habe ich in die Tabelle mit eingetragen, obwohl kaum in einem der angeführten Fälle die Randgeschwindigkeit selbst direkt gemessen wurde. Häufig kann aus dem stetigen Verlaufe, den die durchgebogene Steinlinie in der Zeichnung aufweist, auf den Wert der Randgeschwindigkeit mit ziemlicher Sicherheit geschlossen werden. So wurden die Zahlen für den Hintereisferner sowie für den Vernagt- und Guslar-, Hochjoch- und Gepatschferner und für das Mer de glace (nach Vallots Darstellungen) ermittelt.

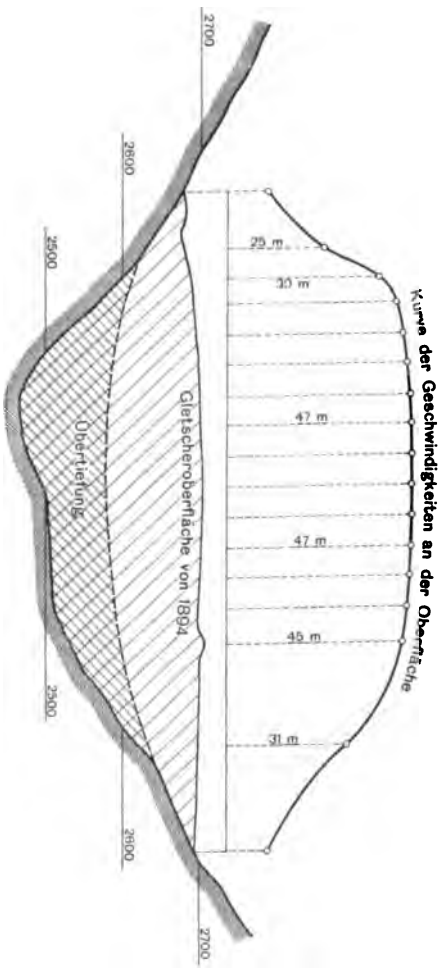
Eins ist übrigens auffällig, wenn man die Zeichnungen der einzelnen Steinlinien vergleicht. Es findet sich fast immer und zwar auf beiden Seiten des Gletschers die Erscheinung, daß nahe am Rande die Zunahme der Geschwindigkeit gering ist und erst in einer gewissen Entfernung (etwa $^1/_{20}$ bis $^1/_{10}$ der Entfernung bis zur Stelle maximaler Geschwindigkeit) ein rasches Wachstum erfolgt.

Unteraar- und Rhonegletscher zeigen die Erscheinung in besonderem Maße; für diese Gletscher kann, ebenso wie für den Hintereisferner, angeführt werden, daß die Ränder mit Schutt bedeckt sind und unter der Seitenmoräne schwache Eislagen bilden; außerdem ist bei diesen beiden Gletschern zu berücksichtigen, daß sie gerade an der Stelle der Steinlinie Biegungen ausführen und daß, besonders beim Unteraargletscher auf der linken Talseite unterhalb des Pavillon Dollfuß, das Eis hinter Felsvorsprüngen am einfachen Abwärtsströmen gehindert wird. Aber auch Guslar-, Vernagt-, Hochjoch-, Gepatschferner und viele andere Gletscher bieten dieselbe Erscheinung, ohne derartige Hindernisse zu finden und trotzdem das Eis ohne Schuttbedeckung scharf gegen die Seitenmoränen abgegrenzt ist.

Bei den Ausläufern des Inlandeises in Grönland bestehen, wie aus E. v. Drygalskis Messungen hervorgeht, genau dieselben Verhältnisse. In einer Entfernung von 1,7 km vom Rande des Karajak-Nunatak wurde die Geschwindigkeit von 0,1 m pro Tag und schon 2,5 km vom Rande zu 0,4 m pro Tag gefunden. Zeichnet man nach diesen Angaben den Verlauf einer Steinlinie, so findet man am Rande eine talauswärts konkave Form derselben. Leider fehlen gerade hier die Werte der Bewegungsgröße mittlerer Teile des Eisstromes zwischen Karajak- und Renntiernunatak. Soweit die von Drygalski angestellten

Messungen in den oberen Teilen des Karajakgletschers einen Schluß erlauben, dürften dieselben mit etwa 5 bis 6 m täglicher Geschwindigkeit bewegt werden. Ein Querprofil zwischen den beiden Nunatakern würde also in kurzer Zeit eine sehr beträchtliche Durchbiegung in der Mitte des Eisstromes erfahren, dagegen nahe am Rande nur relativ wenig Veränderung erleiden.

Wenn auch nur in wenigen Fällen der Wert der Randgeschwindigkeit wirklich durch Messung bestimmt ist, so wissen wir doch aus den Erscheinungen der geschliffenen Felsen, daß dieselbe nicht Null sein kann und sobald dies berücksichtigt wird, ergibt sich fast für alle beobachteten Gletscher die Durchbiegung einer Querlinie so, wie die der Linie der Geschwindigkeiten in der Fig. 17, welche ein charakteristisches Beispiel bietet. Die Wendepunkte in der Kurve der durchgebogenen Steinlinie sind eine so allgemeine Erscheinung, daß der Gedanke, die Konchoidenform der Kurve sei durch die Eigentümlichkeiten des Gletscherbettes bedingt, nicht direkt abzuweisen ist. Es scheint, daß in einiger Entfernung vom Rande eine starke Zunahme der Mächtigkeit der Eismassen stattfindet und für den Hintereisferner fallen die Stellen, an denen die Wendepunkte auftreten, fast genau über die Gefällsknicke, welche sich aus den rekonstruierten und durch Bohrungen ausgeloteten Profilen ergeben.



Querschnitt durch den Hintereisferner.

Fig. 17.

Ein wesentlicher Unterschied in dem Verhalten der großen und der kleinen Gletscher zeigt sich in bezug auf die Änderung der Ge-

schwindigkeit vom Rande zur Mitte nicht. Die Beträge der Geschwindigkeit sind zwar für die kleinen Gletscher, wie Hüfi-, Hochjoch-, Gliederferner und Jokkotikaskajökel, bedeutend kleiner als jene für die weit mächtigeren Talgletscher; jedoch gelten auch für diese kleinen Eisströme dieselben Bewegungsgesetze wie für die großen. Aus der Tabelle ist übrigens auch noch zu ersehen, daß im allgemeinen das Verhältnis zwischen Rand- und Mittelgeschwindigkeit um so kleiner wird, je bedeutender die Gesamtbewegung der Eismasse ist. So findet man für Rhonegletscher, Mer de Glace, Snotas- und Mikajökul dies Verhältnis kleiner als 1 : 10, während es für die übrigen, langsamer vorschreitenden Gletscher zum Teil auf 1 : 3 steigt. Doch ist dabei stets die Unsicherheit in der Bestimmung der Randgeschwindigkeit zu beachten.

In wie hohem Maße die Geschwindigkeit der Eisbewegung von der Größe der Gletscher abhängig ist, zeigt die folgende Zusammenstellung. Man bemerkt, daß wirklich bei den großen Gletschern die bedeutendsten Bewegungen gemessen wurden, aber eine Proportionalität zwischen den Dimensionen der Eisströme und ihrer Geschwindigkeit ist nicht vorhanden.

Gletscher	Größe	$\frac{\text{Firn}}{\text{Zunge}}$	Breite	Geschwindigkeit
Unteraar	42,6	2,2	1365	70
Rhone	23,8	4,7	1060	98
Mer de Glace	30,1	3,5	640	176
Aletsch	119,2	2,8	1500	180
Pasterze	31,9	2,5	1550	51
Gepatsch	25,0	3,0	740	64
Hintereis	14,1	2,2	865	52
Guslar	4,0	3,0	550	39
Glieder	3,7	3,0	430	16
Mika	11,2	2,3	973	56
Suotas	9,6	3,2	1700	40
Engabrä	—	—	900	629
Tasman	156	1,8	1900	167
Müller	44	2,4	800	112

So zeigt sich einerseits die Geschwindigkeit vom Aletsch- und Unteraargletscher angenähert dem Flächenraume beider schwach geneigter und sehr regelmäßig fließender Eismassen proportional. Für den Tasmangletscher, der größer als der Aletsch ist, ergibt sich aber eine geringere Geschwindigkeit. Allerdings hat derselbe eine verhältnismäßig stark ausgebildete Zunge; auch ist er breiter als der größte Alpengletscher; allein bei dem wesentlich kleineren Mer de Glace finden wir fast dieselbe Geschwindigkeit als beim Aletschgletscher; hier

ist allerdings die geringe Breite als Hauptursache der großen Geschwindigkeit anzuführen; doch hat der im ganzen wohl etwas stärker geneigte Gepatschferner bei nur wenig geringerer Größe und Breite fast nur den dritten Teil der Geschwindigkeit aufzuweisen, wie Mer de Glace. Welche Gruppierung unter den nach Ausdehnung und Bewegung näher bekannten Gletschern man auch vornimmt — eine einfache Beziehung zwischen der Strömungsgeschwindigkeit und einem der Faktoren, von denen diese abhängen muß, läßt sich nicht feststellen. Unsere Tabelle enthält allerdings nicht die Rubrik Neigung und auch Angaben über die Größen der Querschnitte fehlen — letztere sind für einen, erstere nur für wenige Gletscher bekannt, — aber auch wenn für die wenigen Fälle, in denen die Neigung zuverlässig ermittelt werden kann, diese in den Kreis der Abwägungen gezogen wird, so gewinnen wir damit keinen sicheren Anhaltspunkt für die Beurteilung der Gletscherbewegung. Wir werden zunächst noch auf die Größe der Querschnitte hingewiesen. Diese sind bisher aber meistens nur näherungsweise und ziemlich roh ermittelt worden, so daß wir auch nach dieser Richtung kein zuverlässiges Urteil erhalten können.

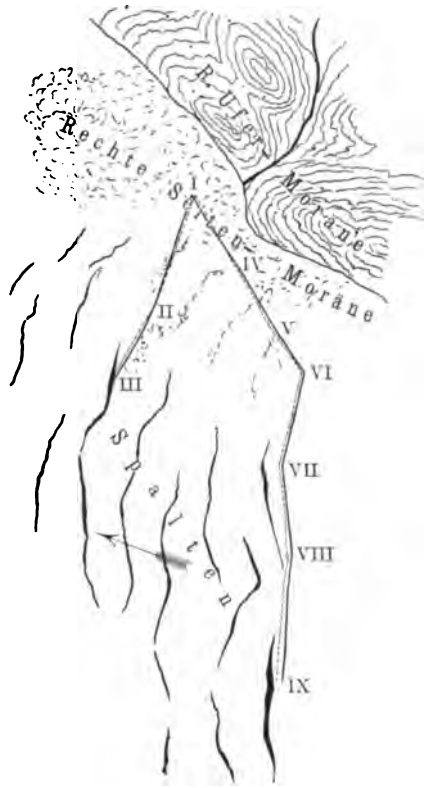
Eine besondere Erscheinung müssen wir hier erwähnen, auf welche Sven Hedin aus seinen Geschwindigkeitsmessungen am Jambulak- und am Tjam-kar-baschka-Gletscher im Gebiete des Mustag-ata schließt. Mit Hilfe von Meßtisch, Kompaß, Diopter und Fernrohr verglich dieser hervorragende Forscher die Stellungen von neun Signalstangen am Jam-bulak-Gletscher nach einem Zeitraume von 15 Tagen. Er erhielt folgende Verschiebungen:

Signal	Entfernung von der Basis m	Verschiebung vom 3. bis 18. Aug. 1894 m	Tägliche Verschiebung m
I	62	— 1,95	— 0,13
II	186	0	0
III	259	+ 1,4	+ 0,093
IV	90	+ 1,78	+ 0,118
V	176	+ 2,15	+ 0,145
VI	212	+ 2,25	+ 0,150
VII	305	+ 2,71	+ 0,180
VIII	397	+ 4,25	+ 0,283
IX	529	+ 4,56	+ 0,304

Die dem Rande zunächst gelegene Signalstange zeigt danach eine rückläufige Bewegung; Sven Hedin meint, daß am rechten Rande dieses Gletschers eine wirbelähnliche Bewegung auftritt, die ihren Grund in kräftiger Ausbreitung hat, welche der aus einer Felsenge tretende Eisstrom gerade an dieser Stelle zum rechten Ufer hin erfährt.

Die in Fig. 18 wiedergegebene Situation der Signale macht die Richtigkeit dieses Schlusses meines Erachtens nicht sehr wahrscheinlich. Punkt IV, der nur 31 m vom Gletscherrande entfernt ist, hatte nach den Berechnungen eine positive Verschiebung von 1,78 m, der von ihm nur 70 m, vom Rande aber 50 m entfernte Punkt I dagegen eine negative Verschiebung von 1,95 m. Die Punkte VI und III aber, welche ungefähr in gleicher Entfernung vom Ufer und auch nahezu in gleicher Bewegungsrichtung liegen, zeigen Verschiebungen von 2,25 bzw. 1,4 m. Auch dieser Unterschied für zwei nur um 160 m in der Längsrichtung des Gletschers voneinander entfernte Punkte, die noch um mehr als 2 km oberhalb des Gletscherendes liegen, erscheint sehr bedeutend. Ich halte es deshalb für viel wahrscheinlicher, daß die rückläufige Verschiebung nur auf Grund ungenauer Messung existiert, was ja bei den einfachen Hilfsmitteln, mit denen Sven Hedin arbeitete, nicht wunderlich ist. Dieselbe Erscheinung wurde allerdings auch am Tjam-kar-baschka-Gletscher aus den Rechnungen bzw. Konstruktionszeichnungen ermittelt. Aber auch hier lassen die für die 1181 m lange Signalreihe mitgeteilten Zahlen auf ziemlich beträchtliche Messungsfehler schließen.

Fig. 18.



Bewegung am Jam-Bulak-Gletscher nach Sven Hedin.

Signal	I	II	III	IV	V	VI
Entfernung vom rechten Ufer in m	71	153	277	354	436	597
Verschiebung vom 13. Aug. bis 20. Sept. 1894	0	— 1,22	— 0,25	+ 0,214	+ 1,65	?

Signal	VII	VIII	IX	X	XI
Entfernung vom rechten Ufer in m	690	851	997	1074	1181
Verschiebung vom 13. Aug. bis 20. Sept. 1894	+ 0,6	+ 0,3	+ 1.22	+ 0,23	0

Es fehlt das stetige Anwachsen der Geschwindigkeit von beiden Rändern gegen die Mitte, und aus der Situationszeichnung ist kein Grund für das Auftreten einer rückläufigen Bewegung zu ersehen, welche im günstigsten Falle auf dem linken, nicht aber auf dem rechten Ufer eintreten könnte.

Trotz der hohen Achtung, welche Sven Hedin genießt, möchte ich also das nach den hier erwähnten Beobachtungen behauptete Auftreten rückläufiger Bewegungen an den Gletscherrändern nicht als feststehende Tatsache ansehen.

Änderung der Bewegung in der Längsrichtung des Gletschers.

Unteraargletscher. Schon bei der klassischen, von Agassiz, Wild usw. vorgenommenen Vermessung des Unteraargletschers wurden neben den Beobachtungen über die Änderung der Geschwindigkeit in einem Querprofile solche über die Bewegungsverhältnisse längs der Strömungsrichtung des Eises gemacht. Außer vier Querprofilen, die in ziemlich bedeutenden Entfernungen voneinander lagen, wurden auf den Moränen geeignete Blöcke eingemessen und während der Jahre 1842 bis 1845 wiederholt deren Lagen festgestellt. Eine Anzahl dieser Blöcke gehört der großen Mittelmoräne an, welche, den Lauteraar- und den Finsteraarzufluß voneinander trennend, beim „Abschwung“ ihren Anfang nimmt. Die mittleren Geschwindigkeiten dieser Blöcke, welche in den Querprofilen, denen sie angehören, nahezu die maximale Bewegung ausführten, war für den Zeitraum 1842 bis 1845:

Nr.	vom Ende m	pro Jahr m	Breite m
1	7950	38,2	—
2	7300	74,4	1460
5	6550	77,0	1340
8	5300	67,5	1360
10	4020	70,7	1150
11	2800	56,5	1130
15	1140	38,7	820
17	345	29,6	590

Sehen wir zunächst vom Stein Nr. 1 ab, so finden wir eine Abnahme der Geschwindigkeit gegen das Gletscherende. Nur Stein Nr. 10 zeigt gegenüber Nr. 8 wieder einen kleinen Zuwachs; das erklärt sich aber ziemlich ungezwungen, wenn man in Betracht zieht, daß die Querschnittsbreite von Nr. 8 bis Nr. 10 verhältnismäßig rasch abnimmt. Stein Nr. 1, der nahe am Abschwung (anfänglich etwa 250 m vom Fuße desselben entfernt) markiert wurde, liegt da, wo die beiden Zuflüsse mit ihren Rändern erst eine kurze Strecke weit in Berührung sind. Die langsam bewegten Randgebiete müssen allmählich in die Zone größter Geschwindigkeit übergeführt werden. Das geht auch deutlich aus den jährlichen Verschiebungen von Nr. 1 hervor; wenn man die von Agassiz angegebenen täglichen Geschwindigkeiten auf 365 Tage umrechnet, findet man:

	1842—43	1843—45	1845—46
Nr. 1	28,0 m	39,4 m	45,0 m

Dieser Stein erfährt also eine Beschleunigung, er muß bei Anbequemung an die neuen Verhältnisse seine jährliche Geschwindigkeit bis zum Betrage von etwa 74 m steigern auf einem Wege von ungefähr 650 m, den er talauswärts zurücklegt.

Agassiz hat aber auch schon gegen das Firngebiet seine Messungen ausgedehnt. Auf dem Finsteraarzufluß hat er im Jahre 1842 sechs Blöcke markiert, von denen er vier erst 1845 wiederfinden konnte, da sie während der beiden anderen Jahre vom Schnee bedeckt blieben; die anderen zwei fanden sich, da sie in ziemlich hohen Lagen des Firns angelegt waren, während der Tätigkeit Agassiz' überhaupt nicht mehr. Die vier Blöcke haben

in	1076	Tagen,	Nr. 6,	216	m,	also	pro	Jahr	etwa	73 m
„	1108	„	Nr. 5,	146	„	„	„	„	„	47 „
„	1108	„	Nr. 3,	105	„	„	„	„	„	34 „
„	1108	„	Nr. 4,	87	„	„	„	„	„	28 „

zurückgelegt.

Nr. 6 war ungefähr in 1500, Nr. 5 in 3000 und die Steine Nr. 3 und 4 nahe beisammen in etwa 4500 m Entfernung vom Abschwung aufwärts gelegen.

Die Bewegung des Unteraargletschers vollzieht sich also in der Firnmulde mit einer talauswärts wachsenden Geschwindigkeit, während von der Vereinigungsstelle aller Zuflüsse an die Geschwindigkeit gegen das Ende hin fast ohne Störung abnimmt.

Dasselbe Ergebnis lieferten Beobachtungen für kürzere Zeiträume, welche von den Brüdern Schlagintweit am Hintereisferner, von Seue an mehreren nordischen Gletschern angestellt wurden.

Mer de Glace. Für das Mer de Glace fand Forbes das umgekehrte Verhalten; nach seinen von Tyndall bestätigten Messungen wächst die Geschwindigkeit dieses Gletschers vom Firn des Lechaud

und des Glacier de Géant beständig gegen das Tal hin, so daß am Montanvert (dem untersten Punkte, der in das Bereich der Messungen fiel) die Geschwindigkeit mit etwa 0,9 m pro Tag, also etwa 324 m pro Jahr ihren Höchstwert erreicht. Die Ausnahme von der Regel ist jedoch nur eine scheinbare; erstens ist die Breite der Gletscherzunge beim Mer de Glace nicht halb so groß als beim Unteraargletscher, dessen Gesamtgebiet um nur zwei Drittel größer als das des ersteren Gletschers ist. Der Abfluß der Eismassen muß also hier mit wesentlich größerer Geschwindigkeit in der Gletscherzunge verlaufen als beim Unteraargletscher; dazu kommt, daß unterhalb des Montanvert der Gletscher über eine Steilstufe abfällt und, was die Hauptsache ist, daß von Montanvert an talauswärts die Geschwindigkeit abnimmt, wie die neueren Messungen von J. Vallot beweisen. Die Tabelle S. 141 enthält die Angaben für die Geschwindigkeiten, die Vallot bei les Echelets zu 168, am Montanvert zu 176, am Mauvais Pas zu 130 m findet. Erst ziemlich nahe am Ende, am Chapeau, stieg die Schnelligkeit wegen der großen Neigung auf 177 m pro Jahr. Die Werte für die Geschwindigkeit am Montanvert, welche Vallot findet, sind allerdings fast nur halb so groß, wie die von Forbes und Tyndall; jedoch haben diese beiden Physiker ihre Beobachtungen nur auf ein bis zwei Monate ausgedehnt, während Vallots Angaben mindestens ein Jahr umfassen, und außerdem war der Gletscher zu Tyndalls und Forbes' Zeiten im Zustande eines Maximums, während er gegenwärtig wesentlich kleiner als damals ist.

Aletschgletscher. Für die Zeit vom 18. August bis 1. September 1869 haben Grad und Dupré in drei Profilen am großen Aletschgletscher folgende tägliche Geschwindigkeiten erhalten:

Entfernung vom Gletscherende m	Seehöhe m	Breite des Gletschers m	Geschwindigkeit in der Gletscherachse m/Tag
15 000	2600	1800	0,505
8 000	2150	1500	0,392
2 000	1850	800	0,248

Die beiden Forscher konnten also an diesem sehr ausgedehnten, schwach geneigten Gletscher eine Abnahme der Bewegung gegen das Gletscherende feststellen.

Rhonegletscher. Über die Zunge des Rhonegletschers wurden vier Steinreihen gelegt, welche für die Jahre 1874 bis 1876 die folgenden Höchstwerte der Geschwindigkeiten ergaben:

	Entfernung vom Gletscher Ende 1874 m	Seehöhe m	Max. Geschwindigkeit Sept. 1874 bis Sept. 1875 m	Max. Geschwindigkeit Sept. 1875 bis Sept. 1876 m
Schwarze Linie nahe am Ende der Zunge . . .	400	1854	12	11
Grüne Linie am Fuße des Gletschersturzes . . .	750	1917	33	29
Gelbe Linie oberhalb des Gletschersturzes . . .	2450	2420	101	96
Rote Linie am Ausfluß aus dem Firn	4050	2553	97	94

Daraus ergibt sich ein Anwachsen der Geschwindigkeit bis in die Nähe des Eisbruches, das sich, wie spätere Messungen über die Firnbewegung dartun, schon von den Firnhängen an zeigt. Unterhalb des Eisbruches ist die Bewegung eine wesentlich langsamere, und sie nimmt gegen das Ende des Gletschers hin rasch ab. Von besonderem Interesse ist, daß aus den langjährigen Beobachtungsreihen, die bisher vom Rhonegletscher vorliegen, hervorgeht, mit welch großer Regelmäßigkeit die Steinreihen den Eisbruch durchwandern. Die Steine der gelben und die der roten Linie haben die Wege durch diese Kaskade zurückgelegt. Im Gletschersturz verschwanden sie für die Beobachtung; nach vier Jahren kamen sie unten wieder zum Vorschein, und die Kurven, welche sie unter dem Sturze bilden, sind genau die Fortsetzungen der oberen. Durch Interpolation findet man die Geschwindigkeit im Eisbruch etwa doppelt so groß als oberhalb derselben — eine Folge des wesentlich stärkeren Gefälles. Die Wege, welche die Steine der gelben Linie durch den Gletschersturz hindurch machten, sind später von denen der roten Linie ebenfalls eingeschlagen worden; es ist eine Strömung des Eises vorhanden, die in ihrer Regelmäßigkeit selbst durch den starken Wechsel des Gefälles, durch das Gewirr der vielgestaltigen kühnen Formen, welche den obersten Lagen des Eisbruches eigen sind, nicht unterbrochen wird.

Zur Messung der Firngeschwindigkeiten wurden im Sammelgebiete des Rhonegletschers seit 1882 Stangen aufgestellt, welche jährlich genau eingemessen wurden — soweit dieselben nicht umgelegt und durch darüber lagernden Schnee dem späteren Wiederauffinden entzogen wurden.

Es ergaben sich (bis 1888):

im Großfirn bei 2950 m Höhe jährlich 57 m Geschwindigkeit
„ „ „ 2830 „ „ „ 89 „ „
„ Thäli „ 3000 „ „ „ 10 „ „
„ „ „ 2740 „ „ „ 25 „ „

während an den steileren Firnhängen die jährliche Bewegung 4 bis 6 m betrug. Wie vorher bereits angedeutet wurde, wächst also im Firn die Geschwindigkeit nach unten zu, so daß in dem Teile, in welchem die ganze Firnmasse mehr und mehr gesammelt und der Gletscherzunge zugeführt wird, die größte Schnelligkeit der Bewegung herrscht.

Engabrae. Eine Messungsreihe, aus welcher die Veränderung der Eisbewegung in der Strömungsrichtung erkannt werden kann, verdanken wir auch Rekstad, der 1890 bis 1891 auf der Zunge der Engabrae, einem der mächtigsten Ausläufer des Swartis im Norden Norwegens, in mehreren Querprofilen die Geschwindigkeiten maß. Leider erstrecken sich diese Beobachtungen in beiden Jahren nur auf Zeiträume von 18 bis 76 Stunden, so daß bei den anscheinend ziemlich großen Beobachtungsfehlern auf den Betrag der jährlichen Verschiebung kein sicherer Schluß zu ziehen ist.

Aber über die Art der Geschwindigkeitsverteilung im stärkst bewegten Längsschnitt des Gletschers geben Rekstads Beobachtungen doch einen sicheren Aufschluß. In den sieben Querlinien, welche den Messungen unterworfen wurden, fanden sich Verschiebungen, die in der folgenden Tabelle zusammengestellt sind:

Seehöhe m	Entfernung vom Gletscherende m	Breite des Gletschers m	Maximale Geschwindigkeit cm pro Tag
40	300	500	6
103	700	1000	17
156	1400	1100	66
365	2750	900	151
530	3400	900	172
1020	5400	1300	42
1050	6500	1800	48

Sämtliche Linien liegen noch im Abschmelzgebiete; denn Rekstad konnte noch in 1126 m Höhe für $23^1/_2$ Stunden 5,5 cm Abschmelzung feststellen (am Gletscherende zur gleichen Zeit etwa 8,5 cm pro Tag). Man sieht aus den Zahlenreihen, daß hier die Geschwindigkeit von oben nach unten zunächst zunimmt, um bei täglich 172 cm ihren höchsten Wert zu erreichen; von da an abwärts findet ziemlich rasche Abnahme statt. Man bemerkt jedoch außerdem, daß der Höchstwert der Geschwindigkeit in einem Gebiete auftritt, wo eine wesentliche Verschmälerung der Gletscherzunge vorhanden ist.

Mikagletscher. A. Hamberg legte über den Mikagletscher zwei Steinlinien, deren Wege er für den Zeitraum August 1895 bis August 1897, also für zwei Jahre bestimmte. Danach ist die maxi-

male Verschiebung in der oberen Linie (1250 m ü. M.) 51,5 m, in der unteren (1100 m ü. M.) 56,5 m für zwei Jahre gefunden worden. Das Gletscherende liegt etwa in 900 m Seehöhe und 2 km von der unteren Linie entfernt. Die Firngrenze wäre etwa bei 1300 m Höhe anzunehmen. Für die gegen die an anderen Stellen gewonnenen Resultate abweichende Vermehrung der Geschwindigkeit nach unten hin kommt hier zur Erklärung außer der Lage der Steinlinien nahe am Firngebiet noch in Betracht, daß die Breite des Gletschers bei der oberen Linie 1250 m, bei der unteren nur 970 m beträgt. Es ist ganz leicht möglich, daß der Gletscher seine maximale Geschwindigkeit zwischen den beiden Steinlinien hat; daß von der unteren Linie an nach dem Gletscherende zu eine Abnahme der Geschwindigkeit eintritt, ist höchst wahrscheinlich, jedoch nicht durch Messungen belegt.

Sermiarsut. Nach Drygalskis Messungen an einem Ausläufer des Hochlandeises der Nugsuak-Halbinsel, dem Sermiarsut, besteht am Ende desselben eine größere Geschwindigkeit, als 3100 m vom Ende entfernt, trotzdem sich die Eismasse beim Austritt aus einem engen Abflußgraben verbreitert. Für die Zeit von 342 Tagen wurden in der oberen Steinreihe folgende Verschiebungen beobachtet (3100 m vom Ende, 600 m Breite):

Entfernung vom rechten Ufer m	Geschwindigkeit in 342 Tagen m
0	19,5
80	21,2
100	21,6
275	21,8
525	15,1

Dagegen fanden sich für die untere Linie (260 m ü. M., 600 m Entfernung vom Ende, 1070 m Breite des Gletschers):

Entfernung vom rechten Ufer [1]) m	Geschwindigkeit in 342 Tagen m
0	0,0
100	2,5
240	13,7
350	20,1
500	22,5
675	27,5

[1]) Diese Entfernungen sind der Karte entnommen und stimmen wahrscheinlich mit der Wirklichkeit besser überein, als die im Text angegebenen.

Auch diese Abweichung von der Regel, daß nämlich die Geschwindigkeit gegen das Ende hin abnimmt, ist meines Erachtens nur eine scheinbare. Erstens ergibt sich aus den beiden Zahlengruppen, daß die mittlere Geschwindigkeit für die untere Steinlinie etwa 16 m, für die obere jedoch mehr als 20 m beträgt; zweitens ist die Genauigkeit der Messungsresultate eine ziemlich beschränkte, was ja bei der Schwierigkeit derartiger Arbeiten in Grönland nicht besonders verwundern kann.

Karajak. Am großen Karajakgletscher, einem Ausläufer des grönländischen Inlandeises, hat E. v. Drygalski ebenfalls eingehende Messungen angestellt, aus denen sich eine Zunahme der Bewegung gegen das Ende hin ergibt. Dies Resultat stimmt mit dem überein, was Seue u. a. gleichfalls für Ausläufer des Inlandeises gefunden haben. Dabei handelt es sich aber stets, wie beim Karajak, um Gletscher, die ins Meer auslaufen, also nicht ausschließlich unter der Wirkung der Ablation ihre Masse verlieren, sondern einen sehr beträchtlichen Teil derselben in Gestalt von Eisbergen abgeben. Der Karajak und ähnliche Abflüsse des großen grönländischen Riesengletschers stellen also, was bereits A. Heim klarlegt, Zustände in der Bewegung des Eises dar, welche denen oberhalb von Eisbrüchen alpiner Gletscher vergleichbar sind. Dort wächst, wie bei Besprechung der Rhonegletscherbewegung bereits hervorgehoben wurde, die Geschwindigkeit bis zum Abbruchrande stark an, um sich im Gletschersturz selbst noch bedeutend zu steigern. Wie aber diese Eisbrüche zu einer schnellen Abnahme der Eismasse einer Gletscherzunge führen, so wird im Falle des Karajak die Massenverzehrung durch das Meer besorgt und der Widerstand für die nachdrängenden Eismassen vermindert.

Tasmangletscher. Vom Tasmangletscher in den Neuseeländer Alpen liegen Messungen vor, welche T. N. Brodrick in der Zeit vom 5. Dezember 1890 bis 7. Januar 1891, also auf einen Zeitraum von 32 Tagen ausgedehnt, vornahm. In einer Steinlinie nahe am Einflusse des Ballgletschers wurde das Geschwindigkeitsmaximum mit 46 cm pro Tag ermittelt, während eine weiter talwärts, beim Malte-Brun-Sporn gelegte Linie als Höchstwert 34 cm tägliche Verschiebung ergab. Also auch hier eine Abnahme der Geschwindigkeit gegen das Gletscherende.

Muirgletscher. Die rasche Abnahme der Geschwindigkeit gegen das Ende des Gletschers erkennt man auch recht deutlich aus den Messungen, welche H. F. Reid 1890 am Muirgletscher in Alaska ausführte. In einer mittleren Entfernung von 600 m von der Steilwand, mit welcher der Gletscher in die Muirbucht abbricht, wurde die Geschwindigkeit in der Achse des Gletschers zu $7' =$ ca. 2,1 m pro Tag, die Geschwindigkeit am rechten Rande zu $4'' = 0{,}1$ m und 900 m vom linken Rande zu $7'' = 0{,}18$ m pro Tag beobachtet. 150 m näher am linken Rande und ca. 200 m von dem hier auf festem Boden liegenden Gletscherende entfernt wurde jedoch nur mehr eine tägliche Verschiebung

von ca. 0,5″ = 12,5 mm gemessen. Die Messungen erstreckten sich nur auf den Zeitraum vom 21. Juli bis 8. August bzw. vom 6. bis 29. August 1890; aber ihr allgemeines Ergebnis ist mit dem von Beobachtungen, die längere Zeiträume umfassen, in Übereinstimmung.

Hintereis. Schließlich soll noch das Ergebnis der Messungen am Hintereisferner behandelt werden, welche von Blümcke und mir von 1894 bis 1902 durchgeführt wurden. Wenn diese etwas ausführlicher dargestellt werden, so geschieht dies einmal deshalb, weil der Hintereisferner neben dem Rhonegletscher der einzige ist, dessen Bewegungsverhältnisse bis ins Firngebiet mit weitgehender Genauigkeit bekannt sind, und dann aus dem Grunde, weil an der Hand des dabei gewonnenen Materials späterhin die Erklärung für die Bewegung der Eisströme gegeben werden soll.

Im Jahre 1894 wurden über die Zunge dieses Gletschers acht um etwa 300 bis 400 m voneinander entfernte Steinreihen gelegt, in Ebenen, welche nahezu senkrecht zur Achse des Gletschers waren. Die Zahl der Nummernsteine dieser Linien betrug über 100; neben 13 derselben wurden 5 bis 8 m tiefe Löcher in das Eis gebohrt und mit Holzstangen ausgefüllt. Die oberste der Steinlinien war in etwa 2730 m, die unterste in etwa 2465 m Höhe gelegen. Für den untersten Teil der Gletscherzunge, deren Ende in 2279 m lag, wurden für 1894 bis 1895 auf photogrammetrischem Wege die Verschiebungen einzelner, gut markierter Punkte bestimmt, und außerdem konnte ein nahe am Gletscherende gelegenes Bohrloch in beiden Jahren eingemessen werden.

An der Grenze des Firngebietes wurden auf dem von der Weißkugel herabziehenden Hauptzuflusse neun Dreikante aus 6 m langen Stangen aufgestellt, welche 1895 alle, späterhin nur vereinzelt, 1901 wieder alle eingemessen werden konnten. Die Höhenlage derselben war zwischen 2852 und 2955 m; ihre Verteilung derart, daß für eine Fläche von ungefähr 300×1000 m² die Richtungen der Bewegung und die Größen derselben angegeben werden können. Für die Fläche zwischen der obersten Steinlinie und den unteren Dreikanten fehlen leider die Beobachtungen der Geschwindigkeit. Dieselben sollen jedoch in kommenden Jahren durchgeführt werden, und auch die Vermehrung der Firnsignale ist wohl in nächster Zeit schon zu erwarten, so daß späterhin die Bewegungsverhältnisse dieses Gletschers und seiner Komponenten bis ins einzelne bekannt werden.

Linien gleicher Geschwindigkeit. Die Resultate der bisherigen Beobachtungen sind in den beiden Fig. 19 u. 20 (S. 136 u. 137) graphisch dargestellt, soweit es sich um Bewegungsrichtungen und Geschwindigkeiten für den Zeitraum eines Jahres handelt. Man kann aus den Linien gleicher Geschwindigkeit sehen, daß für den Hintereisferner ganz dieselben Verhältnisse bestehen, wie sie von Agassiz für den Unteraargletscher und bei der Rhonegletscher-Vermessung gefunden

Fig. 19.

Linien gleicher Geschwindigkeit am Hintereisferner.
Die zweistelligen Zahlen bedeuten Meter pro Jahr.

wurden. Von den höchsten Firnlagen an wächst die Geschwindigkeit gegen die untere Firnmulde und von hier an bis zu den obersten Teilen der Zunge findet ein weiteres Anwachsen statt. Je weiter aber das Eis ins Tal hinaus sich ergießt, um so geringere Geschwindigkeit wird an der Oberfläche der Gletscherzunge gemessen. Es tritt eine Region maximaler Geschwindigkeit kurz nach dem Eintritt der Eismassen in das enge Abflußtal auf, von welcher an aufwärts und abwärts die Schnelligkeit der Bewegung abnimmt. Verbindet man alle Punkte größter Geschwindigkeit der verschiedenen Querprofile, so erhält man die Linie größter Geschwindigkeit. Sie fällt nicht immer mit der Achse des Gletschers zusammen, weicht aber bei dem auf weite Strecken hinaus sehr regelmäßig verlaufenden Gletscher nur wenig davon ab. Die Abweichungen sind den Krümmungen des Tales entsprechend, sie geben für diese Linie die Talwindungen mit verstärktem Ausdrucke wieder.

An der Stelle, wo der

Kesselwandferner sich mit dem Hintereisferner vereinigt, haben die Linien gleicher Geschwindigkeit einen eigenartigen Verlauf, der wenigstens teilweise durch Messungen bestätigt ist. Die Zeichnung dieser Linien beim Zusammenfluß des Hauptstromes mit dem Langtaufererjochgletscher entspricht wohl so ziemlich der Wirklichkeit, ist aber nicht auf Messungen gestützt und dem nachgebildet, was sich für die vorher erwähnte Vereinigung zweier Eisströme ergab. Es hat, wie es ja einleuchtend ist, jeder der Arme des Gletschers sein eigenes System von Linien gleicher Geschwindigkeit, und beim Zusammenfluß müssen die Randpartien allmählich in rascher bewegte Mittelpartien des unteren vereinigten Gletschers übergehen; sie erfahren, wie dies schon am Beispiele des Unteraargletschers gezeigt ist, eine Beschleunigung. Die Kurven maximaler Geschwindigkeit der einzelnen Seitengletscher vereinigen sich an einer Stelle unterhalb des Zusammenflusses, und von hier an zieht eine Linie stärkster Bewegung

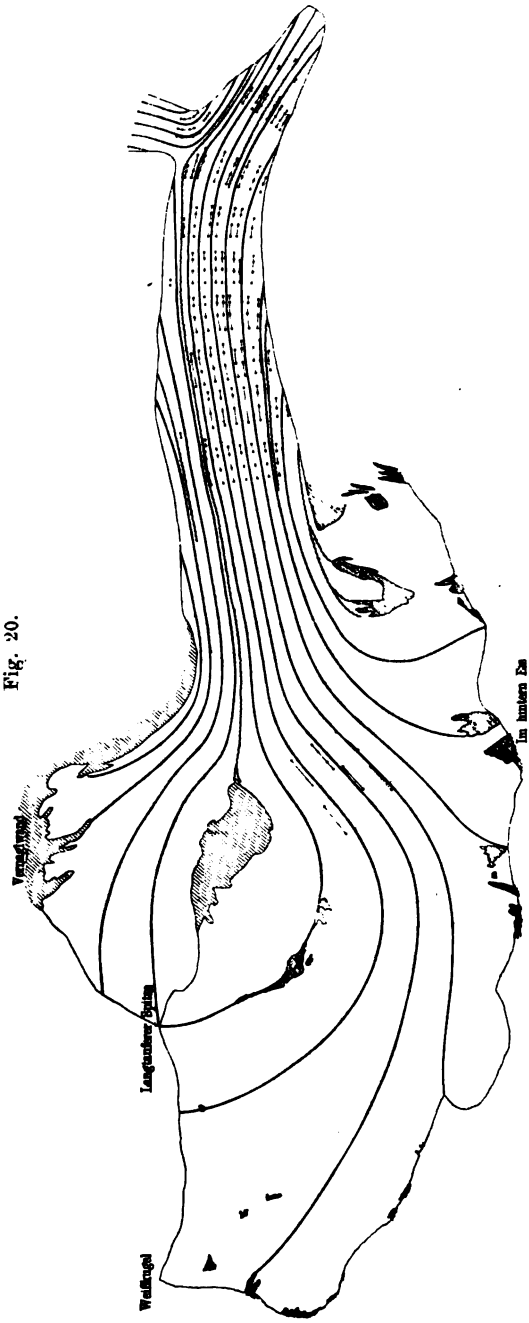


Fig. 20. Bewegungslinien am Hintereisferner.

weiter bis zum Ende des Gesamtstromes oder bis zur Vereinigung mit einer anderen, wo sich dann dasselbe Spiel wiederholt.

Bewegungslinien. Von besonderem Interesse ist der Verlauf der Horizontalprojektionen der Bahnen, welche die einzelnen Nummernsteine eingeschlagen haben. Dieselben können für sehr viele der anfänglich eingemessenen Punkte für den Zeitraum von acht Jahren gezeichnet werden, und da der Gletscher in dieser Zeit seine Bewegungstendenz nicht wesentlich geändert hat (er ist ziemlich gleichmäßig eingesunken), so können die vollständigen Bewegungslinien durch Extrapolation der fehlenden Stückchen leicht so gezeichnet werden, wie sie sich ergeben müßten, wenn für die entsprechend lange Zeitdauer der Gletscher unter denselben Existenzbedingungen bliebe, wie bisher.

In das System dieser Bewegungslinien ordnen sich, wie es nicht anders zu erwarten ist, die Moränenzüge sehr gut ein, wenn, wie es wohl in der Hauptsache zutreffend ist, die Kammlinie der Moräne als maßgebend für den Verlauf der letzteren angesehen wird; denn dieselben stellen ja auch nichts anderes als solche Linien in recht deutlicher Markierung dar. Wie die einzelnen Oberflächenmoränen, so stranden auch die Bewegungslinien am Rande des Gletschers. Die Richtung der Eisbewegung schließt also mit dem Rande einen Winkel ein, der in einzelnen Fällen einen ziemlich hohen Wert annehmen kann; besonders dann, wenn die Eismasse ein Hindernis in der Talwandung umfließen muß, also an den konkaven Stellen ihrer Krümmungen. Jedenfalls ist es für die Beurteilung der Bewegungsverhältnisse des Eises sehr wichtig zu bemerken, daß nicht alle Bewegungslinien bis an das Ende des Gletschers fortlaufen. Das ist ein Punkt, in welchem die Eisbewegung wesentlich abweicht von der der Gewässer in Flußbetten. Eine Erklärung dafür fällt, wie später gezeigt wird, nicht schwer.

Das Stranden der Bewegungslinien zeigt aber des weiteren, daß die Messung der eigentlichen Randgeschwindigkeit, also der Verschiebung, welche Randpunkte des Eises in gewissen Zeiträumen erfahren, praktisch unmöglich ist. Bleibt man ganz am Rande, so werden immer andere Bewegungslinien als die ursprünglichen in den Kreis der Beobachtung gezogen; geht man vom Rande etwas ab, so hat man schließlich die Geschwindigkeit, mit der das Eis gegen den Rand hin bewegt wird, aber nicht die eigentliche Randgeschwindigkeit.

Als ganzes liefert das System der Bewegungslinien ein sehr anschauliches Bild der Gletscherbewegung und man begreift sofort, wie sehr richtig es ist, diese Bewegung mit der Strömung von Flüssigkeiten in Kanälen zu vergleichen.

Solche Strömungsbilder sind übrigens gegenwärtig mehrere vorhanden. Einmal sind die Anfänge dazu bereits in Heims Gletscherkunde in der Darstellung des Rhonegletschers und seiner Bewegung vorhanden; dann gibt auch Vallot in Bd. IV der Annales de l'Obser-

vatoire du Montblanc, S. 137, die Bewegungslinien in ihrer Horizontalprojektion wieder.

Die Darstellungen, welche Finsterwalder in seinem Vernagtfernerwerke von der stationären Strömung im Suldenferner und in der alten Zunge des Vernagt gibt, können hier allerdings nicht in Betracht kommen, da sie nicht auf Grund direkter Beobachtungen gewonnen wurden, sondern zur Illustration theoretischer Erwägungen dienen, auf welche wir bei späterer Gelegenheit eingehen werden.

Aber auch aus diesen Bildern geht, wie aus den übrigen, deutlich das Stranden der Bewegungslinien hervor. Verlangsamt sich die Bewegung des Eises gegen das Tal zu, so streben die Bewegungslinien immer mehr auseinander; findet eine Zunahme der Geschwindigkeit statt, so drängen sich dieselben näher aneinander, aber die dem Rande zunächst liegenden kommen doch zum Stranden. Dasselbe tritt stets auf, auch beim vorschreitenden Gletscher, wie aus den Beobachtungen am Vernagtferner sowohl als aus Vallots Messungen am Mer de Glace, wo zwischen Mauvais Pas und Chapeau eine bedeutende Steigerung der Geschwindigkeit auftritt, hervorgeht. Die Bewegung des Eises ist also nicht derart, daß alle Stromfäden der Gletscherachse oder etwa der Linie maximaler Bewegung parallel werden, sondern gegen die Talwandungen zu findet eine Seitenbewegung statt, auf welche früher schon durch Dollfus und Desor, Agassiz' Mitarbeiter, sowie durch die Brüder Schlagintweit aufmerksam gemacht wurde.

Migration du centre. Zur Vervollständigung des Bildes, das wir uns bisher von der Bewegung des Gletschers in seinem Bette machen können, ist noch eines charakteristischen Zuges desselben etwas ausführlicher zu gedenken, als dies gelegentlich der Betrachtungen über die Bewegung des Hintereisferners geschah. Agassiz hat während seiner meisterhaften Untersuchungen am Unteraargletscher beobachtet, daß der Punkt maximaler Geschwindigkeit eines Querprofiles der Eismasse nicht immer in der Mitte liegt, sondern bald der einen, bald der anderen Talseite näher rückt, so daß die Abnahme der Geschwindigkeit nach beiden Ufern hin nicht gleichmäßig erfolgt.

Tyndall hat bei seinen Messungen am Mer de Glace die Beobachtung Agassiz' bestätigt und kleidet seine Erfahrung in den Satz: „Die Kurve des Punktes der Maximalbewegung ist eine stärker gewundene Linie als das Tal selbst, und sie schneidet die Mittellinie des Gletschers an den Punkten, an denen er nach der entgegengesetzten Seite umbiegt."

In einem gewundenen Tale, dessen Krümmungen nach den Seiten wechseln, wird, wie die Messungen von Seue an nordischen Gletschern und die Rhonegletschervermessung ebenfalls dartun, die Linie, welche die Punkte größter Geschwindigkeit verbindet, stärkere Krümmungen als die Gletscherachse, aber in gleichem Sinne aufweisen. Die größte Geschwindigkeit herrscht immer auf der konvexen Seite des Eisstromes.

Wir haben hier also dasselbe Gesetz, das für die Serpentinen der Flußläufe gilt.

A. Heim hat darüber eingehendere Beobachtungen gemacht und fand:

a) Die Bewegungsrichtung der einzelnen Eisteilchen in den mittleren Regionen der Gletscheroberfläche, angedeutet durch die Mittelmoränen, liegt an jeder Stelle zwischen der Richtung der geometrischen Mittellinie des Gletschers und derjenigen der Kurve der Bewegungsmaxima.

b) Diejenigen Stellen, wo die Bewegungsmaxima dem Ufer am nächsten liegen, befinden sich bei einigermaßen regelmäßigen Talbogen stets in der unteren Hälfte des zwischen zwei Wendepunkten eingeschlossenen Bogens.

c) Die Stellen, an denen der Ort der Bewegungsmaxima die geometrische Mittellinie schneidet, liegen stets etwas talauswärts verschoben von den Krümmungswendepunkten der letzteren.

d) Die Wölbung der Gletscheroberfläche folgt mit ihrer Rückenlinie annähernd der Kurve der Bewegungsmaxima; man erkennt hieran schon aus der Entfernung, wie sich der Stromstrich des Eises von einer Talseite gegen die andere wirft. In der großen Oberflächengestaltung hat die Mechanik des Eisstromes oft noch das Übergewicht über die Abschmelzung.

Abweichend von diesen Sätzen ist das Ergebnis der Geschwindigkeitsmessungen, welche durch Finsterwalder, Kerschensteiner und Kutta seit 1887 am Gepatschferner vorgenommen wurden. Dort zeigte sich, daß am konkaven rechten Rande des Gletschers die Verschiebung des Eises viel größer ist als am konvexen linken Rande.

Einfluß der Neigung. Soweit wir bisher die Bewegungsverhältnisse der Gletscher kennen gelernt haben, zeigten uns dieselben eine sehr weitgehende Ähnlichkeit mit der Bewegung von Flüssigkeiten in Kanälen, von Flüssen in ihren Betten. Bei diesen ist sicher bekannt, daß die Geschwindigkeit an einer Stelle wesentlich beeinflußt wird vom Gefälle, d. h. von der langsameren oder rascheren Senkung der Oberfläche. Es liegt deshalb recht nahe, auch für die Gletscher die Existenz eines ähnlichen Zusammenhanges nachzuweisen. Nun sind wohl für mehrere Alpengletscher durch die neueren Vermessungen die Neigungsverhältnisse der Gletscheroberfläche bekannt geworden; allein der Einfluß der Neigung auf die Geschwindigkeit des Eises ließ sich doch nur in wenigen Fällen einwandsfrei nachweisen. Beim Rhonegletscher z. B. ist, wie früher schon erwähnt wurde, die Geschwindigkeit im Gletschersturz etwa doppelt so groß als oberhalb. Das Neigungsverhältnis für die Achse des Gletschers ist dabei im Eisbruch ungefähr $^1/_{10}$ gegen $^1/_{28}$ vor demselben. Am Mer de Glace wurden von Vallot die Geschwindigkeit und die Neigung an vier Steinlinien gemessen und die Resultate in einer Tabelle zusammengestellt, aus welcher die folgende Übersicht

durch Zusammenziehen der von Vallot angegebenen Horizontal- und Vertikalkomponenten der Geschwindigkeit abgeleitet wurde.

Jahr	Echelets		Montanvert		Mauvais Pas		Chapeau	
	Geschw. cm/Tag	Neigung Proz.	Geschw. cm/Tag	Neigung Proz.	Geschw. cm/Tag	Neigung Proz.	Geschw. cm/Tag	Neigung Proz.
1891—92 . . .	39,1	6,2	44,2	11,5	36,2	8,4	—	—
1892—93 . . .	39,4	5,5	44,5	15,1	35,8	12,4	—	—
1893—94 . . .	38,1	2,7	40,8	14,5	34,5	14,6	47,4	50,0
1894—95 . . .	34,2	8,5	33,2	15,2	31,0	10,8	—	—
1895—96 . . .	32,0	10,8	29,1	10,7	33,5	38,7	—	—
1896—97 . . .	32,9	10,8	28,5	9,7	33,5	38,7	—	—
1897—98 . . .	33,7	7,3	27,9	11,6	33,8	39,6	—	—

Man bemerkt: aus den Angaben für 1893—94 z. B. ergibt sich ein Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Neigung; jedenfalls ist die abnorm große Geschwindigkeit gegen das Gletscherende nur aus der starken Neigung zu erklären; aber im übrigen wird das Verhältnis zwischen Neigung und Bewegung verwischt durch andere Einflüsse, nämlich durch die Einschnürung des Tales bei Montanvert und durch die wegen der Ablation gegen das Ende zu erfolgende Abnahme der Geschwindigkeit. Dazu kommt der weitere Umstand, daß die Nummernsteine, welche zur Messung von Neigung und Geschwindigkeit an den verschiedenen Steinlinien benutzt wurden, bald näher, bald weiter von der Kurve maximaler Geschwindigkeit entfernt liegen und deshalb mit den verschiedenen Jahrgängen schon aus diesem Grunde in Gebiete wechselnder Geschwindigkeit geraten. Im ganzen aber zeigt die Tabelle, daß mit einer Änderung des Gefälles eine Änderung der Geschwindigkeit im gleichen Sinne erfolgt.

Einfluß des Querschnitts. Am Hintereisferner konnte der Einfluß der Neigung nicht isoliert zur Darstellung gelangen; dieser Gletscher ist sehr regelmäßig und zeigt keine auffälligen Gefällsänderungen; die Geschwindigkeit nimmt hier, wie bei den meisten anderen Gletschern, vom Gebiete schnellster Bewegung an gegen das Gletscherende hin allmählich ab, trotzdem die Neigung der Oberfläche langsam wächst. Dies deutet darauf hin, daß die Geschwindigkeit des Eises nur in untergeordneter Weise vom Gefälle abhängig ist und daß die Größe der Eismasse, also Größe des Querschnittes und Tiefe desselben von weit bedeutenderem Einflusse sind. Es ist früher bereits hervorgehoben worden, daß im allgemeinen die größten Gletscher auch die größten Geschwindigkeiten besitzen; aber ein sicherer Zusammenhang zwischen der Schnelligkeit des Eises und der Größe der Querschnitte ist durch Messungen

bisher nicht ermittelt worden. Dafür treten einzelne Schätzungen ein, welche nach dem Muster der ersten derartigen, von Agassiz ausgeführten, angestellt wurden. Man bestimmt neben der mittleren Ge-

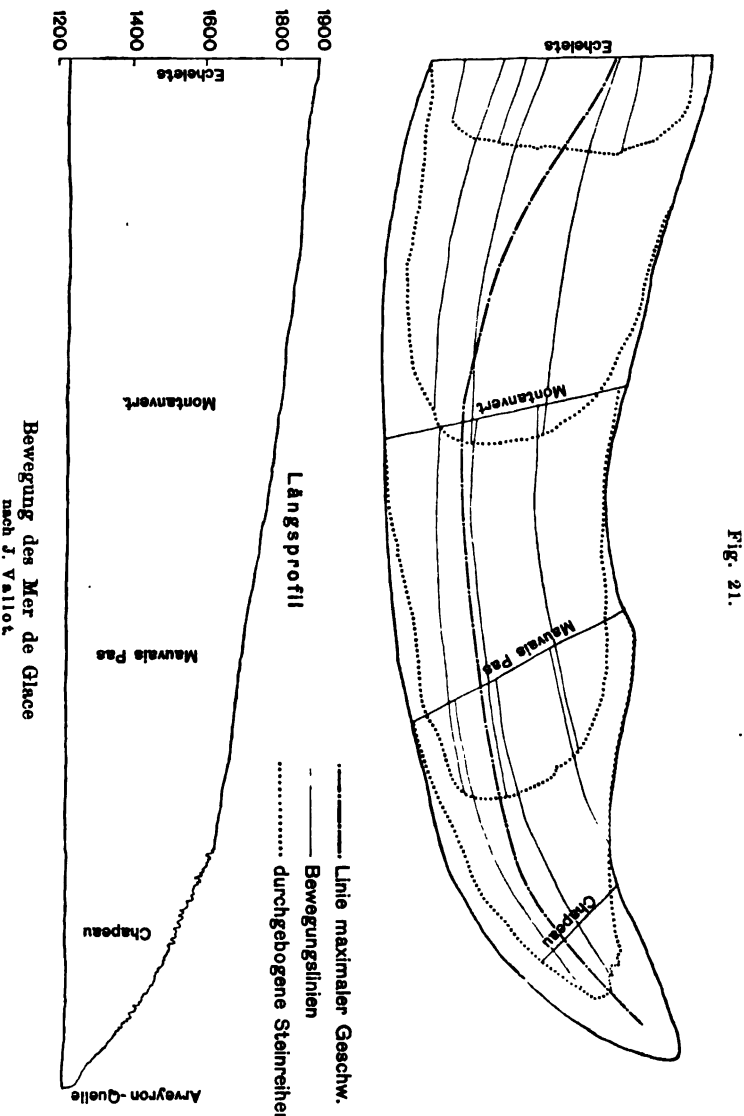


Fig. 21.

schwindigkeit für ein Längsprofil den durch Ablation jährlich erfolgenden Substanzverlust und kann dann, wenn die Länge des Gletschers bekannt ist, die Tiefe desselben ungefähr berechnen. Die Neigung der

Talwände gibt noch weiteren Anhalt für die näherungsweise Bestimmung eines Querschnittes. So konnte Agassiz die Tiefe des Unteraargletschers zu etwa 360 m in der Nähe des Abschwunges berechnen, indem er noch den Betrag der winterlichen Schwellung von der ermittelten Größe der Ablation abzog; eine zweite Bestimmung erhielt er, indem er die Neigung des Aarbettes nahe am Gletscherrande feststellte und dieselbe auch als für die Gletscherachse bis zum Abschwung gültig annahm; dadurch ergab sich als Wert für die Eisdicke ein Betrag von etwa 460 m. Durch Auslotung von sehr tiefen Löchern, die er in der Nähe des „Hôtel des Neuchâtelois" entdeckte, wurden Tiefen von 100 bis 260 m festgestellt, ohne daß dabei der Grund des Gletschers erreicht worden wäre.

Eine von A. Heim aus Agassiz' Beobachtungen von 1843 bis 1846 zusammengestellte Tabelle gibt folgenden Zusammenhang der einzelnen Größen:

Station	Wahrscheinliche			Jährliche Geschwindigkeit
	Breite	Tiefe	Querschnitt	
	m	m	m²	m
Bärenritz	650	100—125	50 000	36
Brandlamm	1080	250—300	205 000	56
Pavillon Dollfuß . . .	1150	350—375	338 000	69
Hôtel des Neuchâtelois	1450	400—475	385 000	76

Die Genauigkeit, welche hier den Tiefen und Querschnittsgrößen zuzuweisen ist, dürfte keine allzu große sein; allein auch wenn ganz genaue Zahlen vorlägen, dürfte das Gesetz, das die Tabelle ausspricht, kaum anders lauten.

Man sieht, daß die Geschwindigkeit den Tiefen des Eises und den Querschnittsgrößen gemäß sich ändert. Je tiefer das Eis, je größer der Querschnitt, desto rascher die Bewegung. Deshalb fließt auch das Eis der gewaltigen Talgletscher trotz der geringen Neigung, die ihre Oberfläche häufig besitzt, weit schneller dem Tale zu, als die meist weniger als 100 m dicken Massen der kleinen Seitengletscher, die vielfach stärkeres Gefälle haben.

Auf Grund ähnlicher Überlegungen, wie Agassiz sie anstellte, konnten aus den am Hintereisferner angestellten Beobachtungen über Geschwindigkeit, Ablation und Einsenkung der Oberfläche die Querschnittsgrößen ziemlich genau ermittelt werden, welche das Eis haben müßte, wenn die ganze Masse als eine Schar von vertikalen Eissäulen aufgefaßt werden könnte, die ihrer ganzen Höhe nach mit der an der Oberfläche herrschenden Geschwindigkeit bewegt würden. Man erhält dadurch Minimalwerte für die Querschnittsgrößen; denn, wie von vornherein wahrscheinlich und durch Versuche am Hintereisferner be-

stätigt ist, die Geschwindigkeit nimmt mit der Tiefe ab. Bringen wir diese Querschnittsgrößen in Zusammenhang mit den Oberflächengeschwindigkeiten, so erhalten wir folgende Tabelle:

Profil	Minimal-Querschnitt m^2	Mittlere Tiefe m	Mittlere Oberflächengeschwindigkeit m
IX.	96 000	113	40
VIII.	76 000	88	42
VII.	66 000	80	46
VI.	59 000	81	44
V.	50 000	74	42
IV.	44 000	68	38
III.	30 000	49	31
II.	19 000	39	24
I.	7 000	23	18

Wie man sieht, tritt erst gegen das Gletscherende annähernd Proportionalität zwischen Geschwindigkeit und Tiefe ein, während in den ziemlich gleich rasch bewegten oberen Teilen der Gletscherzunge eine solche Beziehung nicht zum Ausdruck kommt. Dazu ist in erster Linie zu bemerken, daß die hier angegebenen Tiefen wohl alles sind, was sich ohne weitere Annahmen aus den Beobachtungen an der Gletscheroberfläche ableiten läßt.

Sichere Kenntnis über die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Eistiefe haben wir heute nur durch Bohrungen, welche Blümcke und ich am Hintereisferner ausgeführt haben. Es gelang uns 1899, an zwei Punkten dieses Gletschers bis auf den Grund durchzubohren. Diesen Punkten würden, wenn alle senkrecht untereinander liegenden Eispartikelchen mit der Oberflächengeschwindigkeit verschoben würden, Eistiefen von 41 bzw. 54 m zukommen, wie auf Grund der Beobachtungen über die Geschwindigkeiten an der Gletscheroberfläche, die Ablation und die Einsenkung festgestellt werden kann. Die Bohrungen ergaben Tiefen von 66,5 bzw. 84,5 m; auf die Oberfläche von 1894 bezogen, wären die Tiefen 72 bzw. 90,3 m.

Im Jahre 1902 ist es uns gelungen, an einer um etwa 2 km vom Ende entfernten Stelle den Gletscher zu durchbohren. Es ergab sich eine Tiefe von 153 m. Da seit 1894 die Oberfläche des Eises an dieser Stelle um 9 m sank, so wäre hier, auf 1894 bezogen, die wirkliche Gletschertiefe 162 m gegenüber einer Minimaltiefe von 108 m. Das Hauptergebnis dieser Bohrungen: Die Geschwindigkeit des Eises nimmt von der Oberfläche gegen die Gletschersohle ab, wurde auch mit Hilfe von vier neuen Bohrlöchern bestätigt, welche wir 1903 im Profil des 153 m tiefen Loches ausführten.

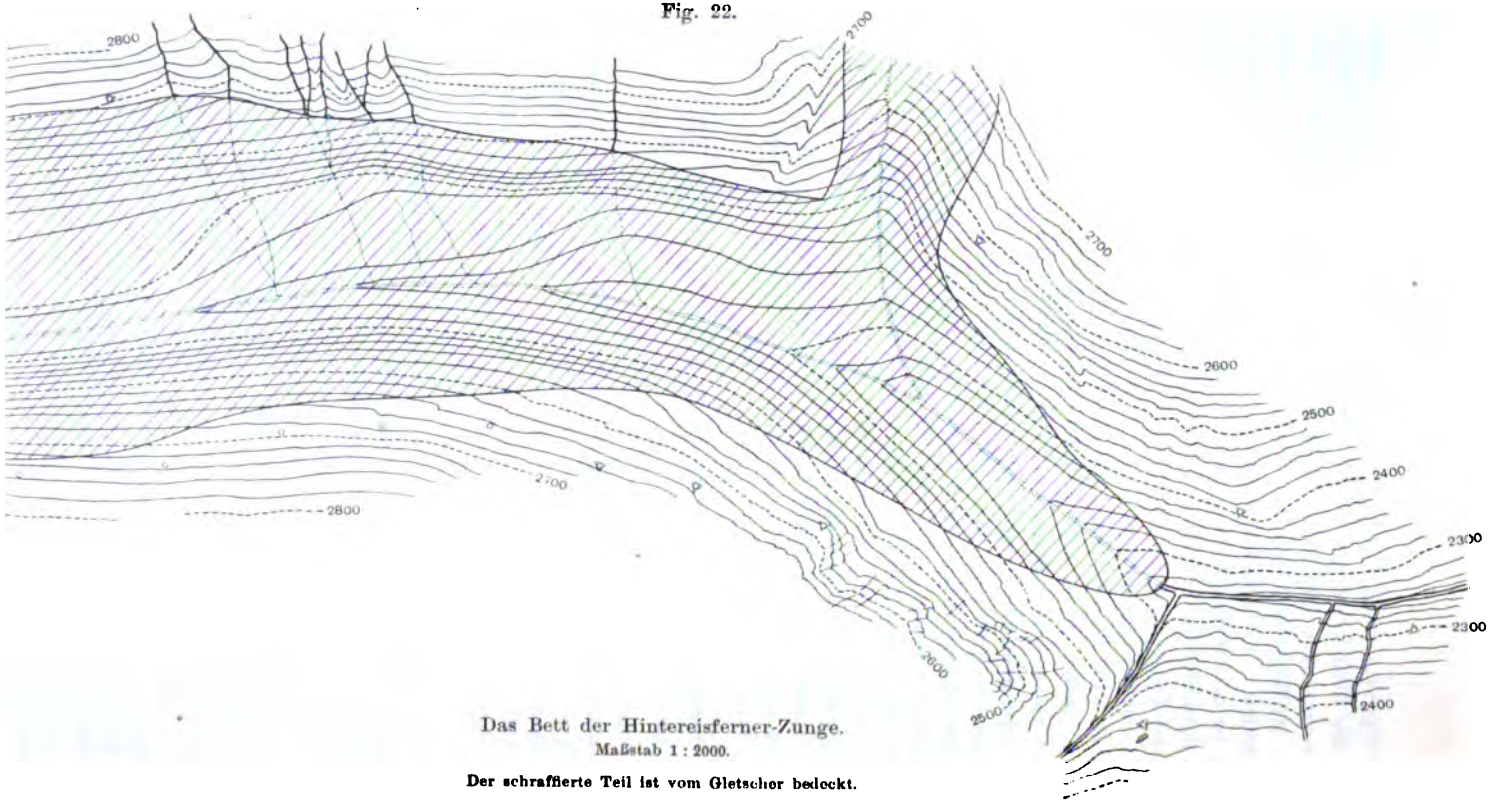
Um das Gesetz aufzufinden, nach welchem die Geschwindigkeit mit der Tiefe abnimmt, wollte schon Agassiz in ein tiefes Bohrloch Stäbe einsenken und deren Ausschmelzstellen, sowie die Winkel, die sie beim Ausschmelzen mit der Vertikalen einschließen, durch Messung feststellen. Er scheiterte aber an der Herstellung des Bohrloches. Nun ist es auf diesem Wege wohl erreichbar, mit einiger Annäherung die Funktion zu erhalten, welche die Abnahme der Geschwindigkeit mit der Entfernung von der Oberfläche angibt; allein bis ein derartiges Experiment abgeschlossen ist, werden viele Jahrzehnte vergehen. Viel rascher wird das Ziel und zwar ziemlich sicher erreicht, wenn ein Gletscher, dessen Bewegungs- und Abschmelzverhältnisse bekannt sind, an vielen Stellen von verschiedener Tiefe durchbohrt und damit die mittlere Querschnittsgeschwindigkeit aus einer großen Anzahl gleichwertiger Messungen gefunden wird. Die an der Gletschersohle herrschende Geschwindigkeit kann damit allerdings auch noch nicht mit absoluter Sicherheit angegeben werden. Für den Hintereisferner wird wohl in nicht sehr ferner Zeit dies Ziel erreicht sein; aber es bleibt dann immer noch zu wünschen, daß auch an Gletschern mit anderen Existenzbedingungen ähnliche Arbeiten ausgeführt werden.

Soweit die bisherigen Bohrergebnisse vom Hintereisferner für diesen Zweck verwendbar erscheinen, sind sie in folgender Zusammenstellung angeführt.

Bohrloch von	Bohrtiefe m	Auf den Stand von 1894 bezogene		$\frac{v_m}{v_0}$
		wirkliche Tiefe m	Minimaltiefe m	
1899	66,5	72	41	0,57
1899	84,5	90	54	0,60
1903	118,0	131	87	0,66
1902	153	162	108	0,67

Es zeigt sich, daß das Verhältnis der mittleren Querschnittsgeschwindigkeit zur Oberflächengeschwindigkeit — $v_m : v_0$ — mit wachsender Tiefe des Gletschers zunimmt. Als absolut sicher ist dies Ergebnis vorläufig jedoch nicht zu betrachten; die übrigen drei, im Jahre 1903 ausgeführten Bohrungen von 38, 36 und 116 m Tiefe führen nämlich in dieser Richtung zu Mißstimmigkeiten. Dieselben sind allerdings zum großen Teil auf die unsichere Kenntnis der Bewegung und der Abschmelzung in den Randgebieten zurückzuführen und können bei Benutzung der von Finsterwalder und Blümcke in den letzten Jahren gewonnenen, bisher aber nicht veröffentlichten Zahlen über Abschmelzung und Geschwindigkeit wahrscheinlich beseitigt werden. Es ist möglich, daß dann auch die für den unteren Teil der Gletscherzunge ermittelten Minimaltiefen eine Änderung erfahren

Fig. 22.



Das Bett der Hintereisferner-Zunge.
Maßstab 1 : 2000.

Der schraffierte Teil ist vom Gletscher bedeckt.

müssen. Wie sich das Verhältnis $v_m : v_0$ für kleine Eistiefen gestaltet, ist bisher nicht sicher anzugeben. Die Bohrungen auf 36 bzw. 38 m Tiefe lassen vermuten, daß für geringe Eisdicken der Wert dieses Verhältnisses wächst.

Sehen wir von einer Gesetzmäßigkeit dieser Änderungen vorläufig ab, so erhalten wir als Mittelwert für $v_m : v_0$ 0,63, d. h. die mittlere Geschwindigkeit einer der vertikalen Eissäulen wäre 63 Proz. der Oberflächengeschwindigkeit und wenn wir die Geschwindigkeitsabnahme nach unten mangels genauerer Kenntnis einfach der Tiefe proportional setzen, so finden wir die Grundgeschwindigkeit gleich 26 Proz. oder rund ein Viertel der Oberflächengeschwindigkeit.

Einer Beobachtung Tyndalls sei übrigens hier noch Erwähnung getan, welche er im Sommer 1857 an der Ostseite des Glacier du Géant nahe am Tacul machte, wo eine fast vertikale, 42,7 m hohe Eiswand sich zeigte. Mit Nichtachtung großer Gefahren gelang es ihm, in diese Wand drei senkrecht untereinander befindliche Pfähle einzutreiben; vom 19. bis 20. August war die Verschiebung, welche diese drei Marken erfahren haben, folgende:

Pfahl	am Gipfel der Wand	15,24 cm	42,7 m hoch
„	in der Mitte der Wand	11,25 cm	10,7 m „
„	am Fuße der Wand	6,30 cm	1,3 m „

Diese Strecken wurden zwar mit dem Theodolit gemessen; allein sie sind doch sehr klein und obwohl das Ergebnis der Messung recht gut mit dem übereinstimmt, was die Bohrergebnisse am Hintereis liefern, soll demselben keine ausschlaggebende Bedeutung beigelegt werden, da die Messungsfehler wohl nahe an die Größe der zu bestimmenden Strecke heranreichen; außerdem ist die Größe der Abschmelzung in den verschiedenen Höhen der Eiswand nicht berücksichtigt.

Ähnliche Messungen von Forbes, Martins u. a. verdienen wohl, wie die Tyndallsche, Vertrauen in bezug auf die Tatsache der in der Tiefe geringeren Geschwindigkeit, allein das Maß, das sie liefern, ist zu weiteren Schlüssen nicht besser geeignet, als das von Tyndall gefundene.

Benutzt man die für den Hintereisferner bisher vorliegenden Ergebnisse, so kann man sich ein Bild von der Gestalt des Gletscherbettes verschaffen, wenn die aus den Beobachtungen an der Oberfläche ermittelten Minimaltiefen den mittleren Querschnittsgeschwindigkeiten entsprechend vergrößert werden. Man erhält dann eine Form, welche in Fig. 22 veranschaulicht ist. Hierzu vergleiche man noch Fig. 17, S. 124, aus der man sieht, daß auf beiden Seiten das Gletscherbett in nahezu gleichem Niveau eine Zunahme seines Gefälles erfährt. Die höher liegenden Teile haben fast in allen Querschnitten ein Gefälle, welches dem der Talwandung über dem Gletscher gleich ist. Das Vorhandensein dieser Gefällsknicke ist durch die Bohrungen von 1903

konstatiert; es war nach den Messungen an der Gletscheroberfläche schon als höchst wahrscheinlich anzusehen.

Zusammenfassung. Im Vorausgehenden sind die wichtigsten Tatsachen mitgeteilt, die über die Gletscherbewegung im allgemeinen bisher gesammelt wurden, soweit es sich um Gletscher handelt, die unter ziemlich gleichmäßigen Verhältnissen für längere Zeiträume ihre Eismassen verschieben. Überblicken wir nochmals das Gesamtergebnis der Bewegungsmessungen, so erhalten wir folgende Leitsätze:

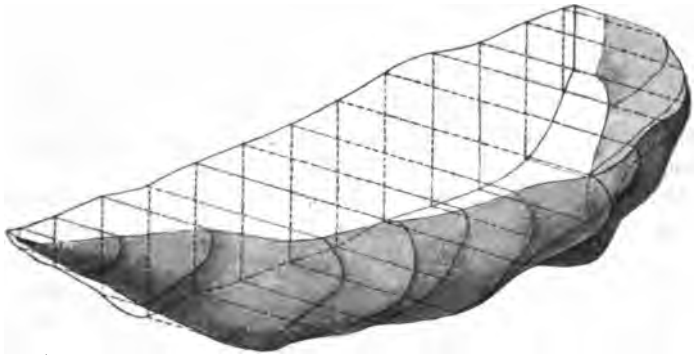
1. Die Geschwindigkeit nimmt in allen Teilen des Gletschers vom Rand gegen die Mitte stetig zu.
2. Die Geschwindigkeit wächst vom Talboden aus gegen die Gletscheroberfläche.
3. Die Geschwindigkeit wächst von den obersten Lagen des Firnes bis zum Ausflusse in das Gebiet der Gletscherzunge.
4. Die Geschwindigkeit ist da am größten, wo der Gletscher seine größte Mächtigkeit erreicht.
5. Bei wahrscheinlich gleicher Mächtigkeit findet sich die Geschwindigkeit des Eises um so größer, je größer das Gefälle ist.
6. In regelmäßig geformten Gletschern nimmt die Geschwindigkeit von den obersten Partien der Gletscherzunge an gegen das Gletscherende ab.
7. Querschnittsverengerungen haben ein Wachsen, Querschnittsverbreiterungen eine Abnahme der Geschwindigkeit zur Folge.
8. Die Kurve, welche alle Punkte maximaler Geschwindigkeit in den einzelnen Querprofilen verbindet, weist stärkere Krümmungen auf, als die geometrische Achse des Gletschers, mit welcher sie jedoch immer im gleichen Sinne gekrümmt ist. Die Gebiete größter Geschwindigkeit liegen meistens in der nach dem Ufer hin konvexen Gletscherhälfte.
9. Vereinigen sich mehrere Gletscher zu einem Eisstrome, so werden an der Stelle des Zusammenflusses die ursprünglichen Randpartien beschleunigt, bis sie kurz unterhalb der Vereinigungsstelle die den mittleren Partien des Gesamtgletschers entsprechende Geschwindigkeit haben.

Mit Ausnahme des Satzes 6 könnten alle diese Aufstellungen ohne weitere Änderung als das Ergebnis der Untersuchungen über die Bewegungen des Wassers in Flußläufen geschrieben werden.

Das Eis bewegt sich also im Gletscherbette wie eine Flüssigkeit in einem Kanal, und zwar nicht wie eine ideale Flüssigkeit, bei der zur Verschiebung ihrer Teilchen aneinander keine Arbeit zu leisten ist, sondern wie eine Flüssigkeit mit innerer Reibung, wie eine zähe Flüssigkeit. Diese Erkenntnis hatte der Bischof Rendu von Annecy schon im Jahre 1840 in sehr geistreicher Schlußfolgerung aus wenigen Beobachtungen gewonnen und der Edinburger Professor J. Forbes hat das gleiche Resultat aus seinen ausgedehnten Messungen am Mer

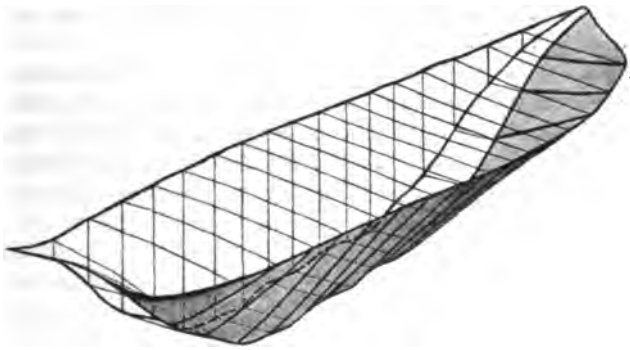
de glace und dem Studium anderer Gletscher der Schweizer Alpen erhalten. Forbes hat die „Theorie der Viskosität“ zur Erklärung der Eisbewegung begründet; aber die Ansicht, daß ein so fester und spröder Körper wie das Eis, wegen der Bewegung, die es in großen Massen ausführt, mit einer Flüssigkeit zu vergleichen sei, brach sich nur langsam ihre Bahn. Sind doch die auffallenden Erscheinungen,

Fig. 23.



Deformation des Querschnittes eines Gebirgsbaches.
Maßstab für die Breite: 1 : 150,
„ „ „ Tiefe: 1 : 15,
„ „ „ Bewegungsrichtung: 1 : 75.

Fig. 24.



Deformation des Querschnittes eines Gletschers.
Maßstab 1 : 10000.

die wir an den Gletschern beobachten, die in ihrer Großartigkeit den stärksten Eindruck auf jeden Beschauer machen, die Spalten, gerade die Zeugen für die geringe Nachgiebigkeit des Eises gegen schiebende und ziehende Kräfte, wie sie bei der Gletscherbewegung zumeist auftreten.

Aber in dem Maße, in welchem unsere Kenntnis von den physikalischen Eigenschaften des Eises wuchs, in dem Maße, in welchem die Bearbeitung der Metalle uns darauf hinwies, wie die festen Körper durch langsam wirkende Kräfte allmählich bleibende Formveränderungen erfahren können, ohne ihren inneren Zusammhang zu verlieren, Deformationen, die augenscheinlich mit dem Fließen vergleichbar sind, in demselben Maße gewann die Ansicht Forbes' an Boden, trotzdem einer der bedeutendsten Gletscherforscher, John Tyndall, gewichtige Gründe gegen Forbes' Theorie brachte und kein geringerer als Helmholtz sich der Meinung Tyndalls anschloß: die Gletscherbewegung sei in der Hauptsache begründet durch die Bildung von Sprüngen und Spalten und darauffolgende Regelation. — Wir werden später sehen, durch welche Gründe Tyndalls Einwendungen beseitigt werden konnten.

Der Unterschied zwischen der Bewegung des Wassers und der des Eises wird recht deutlich durch die beiden vorstehenden Figuren illustriert, von denen die eine die Deformation eines Gebirgsbachquerschnittes (Rhone bei Gletsch) im Laufe von einer Sekunde, die andere diejenige eines Gletscherquerschnittes (Hintereisferner) im Laufe von fünf Jahren darstellt. Man bemerkt, dieser Unterschied ist in der Tat nur quantitativer Art. Da die Kenntnisse über die Änderung der Eisgeschwindigkeit mit der Tiefe immer noch mangelhaft sind, so mußte in erster Annäherung als Funktion für die Abnahme der Geschwindigkeit nach unten eine lineare genommen werden. Daher sieht der deformierte Eisquerschnitt recht steif aus gegenüber dem veränderten Wasserquerschnitt, in welchem das unruhige Fließen des Gebirgsbaches recht deutlich zum Ausdruck kommt.

Ob auch beim strömenden Eis die maximale Geschwindigkeit wie beim fließenden Wasser etwas unter der Oberfläche liegt, läßt sich bis jetzt nicht sicher sagen. Eine Beobachtung, die bei den Bohrungen am Hintereisferner gemacht wurde, das Auftreten von Verengerungen des Bohrloches in 8 bis 12 m Tiefe, spricht allerdings dafür; doch ist die Sache bisher nicht genügend geklärt.

Anhang zu Abschnitt V.

Temperatur des Gletschers.

Messungen von Hugi, Agassiz, Forel und Hagenbach, Blümcke und Heß, Vallot, v. Drygalski.

Hugi ließ sich 1832 in eine über 50 m tiefe Spalte des Grindelwaldgletschers abseilen; dort bohrte er kleine Löcher in die Spaltenwand und beobachtete die Temperatur des Eises und der Luft. Er fand:

Luft an der Gletscheroberfläche	— 15 bis — 19°
Luft in der Spalte	— 7,5 „ — 9°
Eis in der Spaltenwand	— 5,0 „ — 6°
Eis 1,2 m tief im Gletscher	0°

Agassiz stellte auf dem Unteraargletscher Bohrlöcher her, deren Tiefe 4, 8, 30 und 60 m betrug und fand die Temperatur überall gleich 0°. Die täglichen Schwankungen verschwanden in 2 bis 3 m unter der Oberfläche und ein Minimumthermometer, das in 2 m Tiefe aufbewahrt wurde, wies als niedrigste Temperatur des Winters 1843/44 nur — 2,1° auf. Aus 7,5 m Tiefe wurde die niedrigste Temperatur 1841/42 mit — 0,3° notiert.

Genauere Messungen wurden erst im Jahre 1888 von F. A. Forel und E. Hagenbach-Bischoff ausgeführt, nachdem Forel 1887 in der Grotte des Arollagletschers beobachtete, daß das in deren Wände eingesetzte Thermometer etwas unter 0° zeigte. Beide Forscher gingen mit großer Sorgfalt zu Werke und konnten feststellen, daß die zwischen — 0,002 und — 0,02° C liegenden Temperaturen am Gletschergrunde durch Druck verursacht seien. Sie erhielten damit eine Bestätigung der von der mechanischen Wärmetheorie geforderten und durch Laboratoriumsversuche längst bewiesenen Schmelzpunktserniedrigung des gedrückten Eises.

In den Jahren 1895, 1899 und 1902 haben Blümcke und ich am Hintereisferner Temperaturmessungen angestellt, für welche wir die tiefen Bohrlöcher von 40, 67, 84 und 153 m benutzten, welche zur Auslotung des Gletschers an drei Stellen, sowie zur Erprobung unseres Bohrsystems ausgeführt wurden. Die verwendeten Thermometer erlaubten hundertstel bzw. tausendstel Grade abzuschätzen und waren sehr träge Instrumente, deren Quecksilbergefäß in Paraffin eingebettet war, so daß die Temperaturangaben während des Heraufziehens aus dem Bohrloch keine merkbaren Änderungen erfuhren.

Unsere Resultate sind folgende:

1895. 40 m tiefes Bohrloch.

	Dauer der Aussetzung des Thermometers	Tiefe m	Temperatur °C	Lufttemperatur nahe am Eis °C
26. August	4^{0} p bis 5^{30} p	40	— 0,04	4
27. „	nachts „ 9^{30} a	30	— 0,02	7
27. „	9^{30} a „ 1^{30} p	20	— 0,01	5
27. „	1^{30} a „ 4^{45} p	10	+ 0,01	4
28. „	nachts „ 9^{30} a	0,5	+ 0,05	6

20. bis 26. August, 1899. Bohrlöcher von 67 und 85 m Tiefe.

Tiefe m	Temperatur beobachtet °C	Temperatur berechnet °C	Differenz °C	
18	— 0,012	— 0,015	+ 0,003	Mittl. Fehler = 0,007° C
30	— 0,023	— 0,020	— 0,003	
42	— 0,038	— 0,029	— 0,009	
54	— 0,046	— 0,037	— 0,009	
66	— 0,055	— 0,045	— 0,010	
82	— 0,062	— 0,056	— 0,006	

22. bis 23. August 1902. Bohrloch von 153 m Tiefe.

Tiefe m	Temperatur beobachtet °C	Temperatur berechnet °C	Differenz °C
78	— 0,062	— 0,053	— 0,009
148	— 0,137	— 0,100	— 0,037

Jede der als „beobachtet“ angeführten Temperaturen von 1899 ist der Mittelwert aus je zwei Messungen mit zwei Thermometern, deren eines von der physikalisch-technischen Reichsanstalt geprüft war. Die als „berechnet“ angegebenen Zahlen sind unter der Annahme einer Schmelzpunktserniedrigung von 0,0075° C pro Atmosphäre Druck gefunden.

Unsere Beobachtungen bestätigen also vollständig diejenigen von Forel und Hagenbach und man kann daher den Satz aussprechen:

„Die Temperatur im Innern des Gletschers ist die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur des Eises.“

Die beobachteten Temperaturen weichen von den berechneten um so mehr ab, für je größere Tiefe die Messung vollzogen wurde. Der

daraus zu ziehende Schluß, daß der Druck an den einzelnen Stellen des Gletschers nicht nur gleich dem der vertikal darüber lastenden Eismasse ist, sondern daß auch noch Komponenten anderer, aus der Bewegung resultierender Druckkräfte in Betracht kommen, ist angesichts des mittleren Fehlers von 0,007° C und der nicht vollständig übereinstimmenden Angaben beider Instrumente nicht zu rechtfertigen. — Immerhin erscheint es mir wahrscheinlich, mit Hilfe gut gesicherter Thermometer Aufschluß über die Druckverteilung im Innern der Gletschermasse zu erhalten, wenn geeignete Bohrlöcher erlauben, in noch größere Tiefen hinabzudringen, als es uns 1899 möglich war, denn die Abweichung zwischen berechneten und beobachteten Temperaturen, welche 1902 für 148 m Tiefe erhalten wurden, überschreitet den zulässigen Beobachtungsfehler beträchtlich.

Von Wichtigkeit erscheint die Bemerkung, daß noch bis zu Tiefen über 8 m hinab der Einfluß der Lufttemperatur und des in den Bohrlöchern langsam zirkulierenden, in den obersten Schichten über 0° warmen Wassers zu beobachten war.

Auch das ist zur Beurteilung der Temperaturverhältnisse, unter denen die Gletschermasse steht, nicht ohne Interesse, daß die mit Wasser gefüllten Bohrlöcher (auch das tiefste von 153 m) während der Arbeitszeit von teilweise 14 Tagen nicht zugefroren sind, sondern bis zur erreichten Tiefe hinunter frei von neuen Eisbildungen blieben. Wir waren selbst anfänglich von dieser Tatsache überrascht. Die Erklärung, die Blümcke gab, daß das Wasser mit einem Überdrucke von etwa 10 Proz. gegen das Eis in gleicher Tiefe wirkt, dieses also höchstens zum Schmelzen veranlassen, aber nicht selbst zum Gefrieren gelangen kann, entspricht wahrscheinlich der Wirklichkeit, und der Umstand, daß Wasser und Eis so lange Zeit hindurch nebeneinander bestehen können, gibt für sich selbst eine recht deutliche Bestätigung des oben ausgesprochenen Satzes über die Temperatur des Gletschers. Diese Verhältnisse gelten nun allerdings nur für die Sommermonate und auch da nur für das Abschmelzgebiet. Welche Modifikationen durch die Jahreszeiten und im Firn auftreten, das ist bisher durch sichere Beobachtungen noch nicht festgestellt. Für die wohl nur sehr schwach oder gar nicht bewegte Firnkappe des Montblancgipfels fand J. Vallot in einem zur Auslotung der Firndicke angelegten Tunnel folgende Temperaturen:

Entfernung vom Tunneleingang .	4	6	8	10	13	18	28 m
Dicke des Tunneldaches (Eis) . .	2,5	3,0	4,0	5,0	6,5	8,5	13 m
Temperatur	— 14,5	— 15,0	— 16,1	— 16,6	— 16,8	— 16,7	— 16,5° C.

Jahresmittel der Lufttemperatur nach J. Hann — 14,5° C.

Der Einfluß der Jahreszeiten wird neben den alten Beobachtungen Agassiz' durch Messungen illustriert, welche E. v. Drygalski am

Inlandeis in Grönland angestellt hat. Aus den letzteren geht hervor, daß schon in wenigen Metern unter der Eisoberfläche auch in diesen nördlichen Gebieten die Schwankungen der Lufttemperatur ihre Wirkung auf die Temperatur des Eises verlieren und diese dem Schmelzpunkte sehr nahe liegt. Zieht man in Betracht, daß während des Winters auch die Gletscherzunge von einer mächtigen Schneedecke verhüllt wird und so durch einen sehr schlechten Wärmeleiter gegen Wärmeverlust an den Außenraum der Erde geschützt ist, daß die Erdwärme jahrein, jahraus den gleichen Anteil an der Zustandsänderung des Gletschereises nimmt und der Energievorrat der bewegten Eismasse leicht hinreicht, um geringe Wärmeverluste derselben zu ersetzen, so kommt man, wie Blümcke und ich zeigten, zu dem Schlusse: die Temperaturverhältnisse des Gletschers werden, mit Ausnahme der äußersten Oberflächenschicht, durch die Jahreszeiten nicht beeinflußt.

Sechster Abschnitt.

Spalten und Struktur.

Die Zerklüftung der Eisströme, die vielen Risse in dem weißen Mantel, mit welchem die Riesen des Hochgebirges umgeben sind, beleben die wunderbaren Bilder, deren Genuß tausende und abertausende von Naturfreunden veranlaßt, den Beschwerden und Fährlichkeiten des Hochgebirges trotzend, empor zu wandern in die lichten Höhen, in denen die Sonne mit verschwenderischer Pracht Farben hervorzaubert, wie sie nirgends sonst zu beobachten sind. Gerade das wilde Durcheinander der Eistrümmer und Schründe erhöht den Reiz des Erschauten sehr wesentlich. Bei genauerer Untersuchung findet man aber, daß die Anordnung der Spalten im Eise keine regellose, zufällige ist, sondern durch die Bewegung und die vielfachen Störungen, welche dieselbe erfährt, bedingt wird.

Betrachtet man den Gletscher von einem Berggipfel seiner Umgebung aus, so sieht man, wie die Zerklüftung der Oberfläche bedingt erscheint durch die Ungleichmäßigkeiten in der Gestalt des Talbettes. Jedem Felsvorsprung, jedem Bewegungshindernis, das umflossen werden muß, jedem Knick in der Sohle des Beckens entspricht eine zerrissene Partie des Eisstromes, deren Spalten häufig nicht nur ein System annähernd paralleler Risse darstellen, sondern in mehreren Richtungen sich durchsetzen. Am regelmäßigsten aber erscheinen die Spalten angeordnet, welche vom Rande gegen die Mitte des Gletschers talaufwärts verlaufen; ihre Bildung und ihr Verlauf sind die notwendigen Folgen der Bewegung des Eises, die durch die Reibung an den Talwandungen verzögert wird. Wo auf weite Strecken die Gestalt des Tales unverändert bleibt, da ist auch bei steilen Gletschern die Oberfläche glatt und nur am Rande zerrissen. Sind in solchem Falle auch keine Randspalten vorhanden, so können wir schon daraus auf eine sehr geringe Bewegung des Eises schließen, durch die nur langsam die notwendigen inneren Verschiebungen hervorgebracht werden; das wird sofort Bestätigung finden, wenn wir den Vorgang, der zur Bildung der Randspalten führt, etwas näher ins Auge fassen.

Nehmen wir das Bild einer ursprünglich geraden Steinreihe, welche nach Verlauf von mehreren Jahren in der Mitte stark vorgeschoben,

an den Rändern aber nur in geringem Maße weiter bewegt wurde, so bemerken wir sofort, daß nahe am Rande die stärkste Streckung der Eismasse stattgefunden haben mußte. Die Nummernsteine einer solchen Reihe am Hintereisferner waren z. B. voneinander entfernt:

	1894 m	1899 m	
Stein 1 und 2 um . . .	35	53	Rand
„ 2 „ 3 „ . . .	39	73	
„ 3 „ 4 „ . . .	35	45	
„ 4 „ 5 „ . . .	38	43	
„ 5 „ 6 „ . . .	39	44	
„ 6 „ 7 „ . . .	40	42	
„ 7 „ 8 „ . . .	39	42	
„ 8 „ 9 „ . . .	41	41	Mitte

Während die Verlängerung der einzelnen Strecken in der Mitte der Gletscherzunge nur wenige Meter ausmachte, war sie innerhalb der fünf Jahre für die Randgebiete so bedeutend, daß fast eine Verdoppelung der ursprünglichen Distanz auftrat. Nun kann man sich wohl vorstellen, daß infolge des Druckes ein allmähliches Auswalzen der einzelnen vertikalen und zur Gletscherachse senkrechten Platten, in die man sich den Gletscher zerlegt denken kann, eintritt. Neben den Druckkräften aber, die bei diesem Walzprozeß wirksam sind, müssen auch Zugspannungen, in den Richtungen, nach welchen die Platten gedehnt werden, auftreten. Nun läßt das Eis, wie aus den Biegungsversuchen von Mc-Connel, Mügge und mir selbst recht deutlich hervorgeht, bei langsam wirkenden Kräften beträchtliche Verlängerungen zu. Wenn aber die in der Zeiteinheit stattfindende Dehnung ein gewisses Maß überschreitet, so zerreißt das Material. Die Risse stehen dann senkrecht auf der Richtung der Zugspannungen. Nahe am Gletscherrande sind diese Richtungen nach abwärts, vom Rande gegen die Gletscherachse gestellt; demnach verlaufen die Randspalten schräg nach aufwärts, vom Rande gegen die Mitte.

Wenn man an warmen Sommertagen längere Zeit auf dem Eise verweilt, so hört man häufig ein dumpfes Krachen, dem ein schwaches Erzittern der Gletschermasse folgt, wie wenn ein Erdbeben stattfinden würde. Wer mit der Erscheinung nicht vertraut ist, der glaubt, es müsse sich in seiner nächsten Nähe ein gewaltiger Bruch im Eise aufgetan haben, aus dessen Schlunde ihm grundlose Tiefe entgegen gähnt. Aber nicht immer ist er erfolgreich in seinem Suchen nach der Stelle, an welcher der Zusammenhang des Eises, das ihn trägt, gelockert wurde. Findet er den Platz, so sieht er einen feinen Riß, dessen scharfe Ränder auch die Gletscherkörner durchsetzen, der sich weithin über die Eisfläche erstreckt, aber kaum ein viertel Millimeter weit ist. Erst

im Laufe von Tagen und Wochen wird die Spalte in der Mitte breiter; ihre Wände stehen fast vertikal; ihre oberen Ränder schmelzen stark ab und erschweren immer mehr die Passage der Eisoberfläche und schließlich kann nur durch vorsichtiges Gehen längs der Spalte eine Stelle gefunden werden, wo sie ohne Gefahr übersetzt werden kann. Da die Zugspannungen auf weite Strecken hin in gleicher Art auf das Eis einwirken, so werden mehrere nahezu parallele Risse nebeneinander entstehen, welche zwischen sich nur schmale, häufig kaum gangbare Eisplatten stehen lassen. In der Tiefe werden die Spalten wieder enger, entsprechend der geringeren Streckung, welche das Eis pro Zeiteinheit erfährt. Die Tiefe, bis zu welcher die Spalten anfänglich reißen, kann 20 m erreichen; so weit haben wir wenigstens den störenden Einfluß derselben bei den Tiefbohrungen auf dem Hintereisferner gespürt. In demselben Maße, wie die Risse an der Oberfläche sich erweitern, setzen sie sich auch in die Tiefe fort und können bis zu 50 m und mehr in die Eismasse eindringen. Nur ganz in der Nähe des Randes gehen die Spalten durch die ganze Dicke des Eises; gegen die Mitte jedoch finden sie im obersten Drittel der mächtigeren Eisströme ihre Grenzen. Kleine, dünne Gletscher aber zeigen sich häufig auch noch nahe der Mitte bis auf den Untergrund durchgerissen.

An den Spaltenwänden zeigt das Eis eine grünlichblaue, oft tiefblaue Farbe und bei aufmerksamer Beobachtung sieht man Streifen reinen blauen Eises mit solchen von weißlichem, lufthaltigerem Materiale abwechseln; es tritt die Struktur der Gletscherzunge besonders in den Rand- und Querspalten deutlich hervor.

Bei Gletscherzungen, die in überall gleich breiten, gleich geneigten und nicht gekrümmten Betten liegen, wären die Randgebiete die einzigen Stellen, an denen Zerklüftung vorkommt. Wenn aber, wie es zumeist der Fall ist, Gefällsänderungen oder Querschnittswechsel und Krümmungen der Talachse vorhanden sind, dann gibt es auch noch andere Partien, in denen die Zugspannungen hinreichen, um Spaltenbildung zu bewirken. Geht der Weg der Eismassen über Talstufen, so wird die Gletscherzunge auf Biegung beansprucht an der Stelle, wo der Gefällsbruch stattfindet. Dann sind die oberflächlichen Eislagen starken Zugkräften unterworfen, welche in Richtung der Bewegung wirken und die Folge ist eine Zerklüftung, die quer über den Gletscher verläuft — es entstehen Querspalten, die bei starken Gefällsänderungen große Weite erhalten und auch sehr tief in die Eismasse hinabreichen können, so daß schließlich das Gewicht des vorn liegenden Teiles zu groß wird, um von dem Querschnitte, der die Verbindung mit dem folgenden Teil herstellt, noch getragen zu werden. Dann bricht das vorgeschobene Stück ab und stürzt, der Höhe der Talstufe entsprechend, hinab, um sich bei der Ankunft auf schwächer geneigtem Boden in Pyramiden und Zacken und Eisnadeln von grotesken Formen aufzulösen. Ist der Sturz in große Tiefe erfolgt, so kann ein förmliches Zer-

stäuben der Eismasse die Folge sein, und diese wird sich der Form des Untergrundes, auf dem sie in Ruhe kommt, anschmiegen. Nach einiger Zeit wird von oben her eine neue Quantität nachgeschoben, die zur Vergrößerung des unten liegenden Eiskuchens führt, so daß dieser mehr und mehr anwächst und einen regenerierten Gletscher bildet, der mit seinem Nährgebiet nicht in unmittelbarem Zusammenhange steht.

Können die nachrückenden Eismassen über die Wand der Talstufe eine Verbindung mit den unten liegenden herstellen, so ist die Oberfläche des Gletschers bis zu einem gewissen Grade der Felswand nachgebildet, über welche das Eis herabgleitet, da nun der Sturz der Eismassen durch den Widerstand der vorgelagerten Partien verlangsamt wird. Wir erblicken eine nach meist verschiedenen Richtungen zerklüftete Partie der Gletscherzunge, denn neben den Ursachen, welche zur Bildung der Querspalten führen, sind auch die Kräfte, welche Randspalten erzeugen, gerade in solchen Eisbrüchen am stärksten tätig.

Tritt ein Gletscher aus einer Talenge in eine Erweiterung, so wird seine Masse zu einem Auseinanderfließen nach den Seiten des Tales gezwungen. Die Richtungen, in welchen der stärkste Zug wirkt, sind dann zum Teil senkrecht oder fast senkrecht zur Gletscherachse und die daraus entstehenden Spalten verlaufen nahezu in der Längsrichtung der Eiszunge, sie sind Längsspalten. An Stellen, wo das Eis den Krümmungen des Tales folgend, sich umbiegt, so daß es nach außen hin konvex ist, müssen Rand- und Längsspalten ineinander übergehen. Am häufigsten treten die letzteren indes auf, wenn das Ende eines Gletschers in weitem Talbette einen flachen Kuchen bildet, der sich immer mehr verbreitert. Die hier gebildeten Längsklüfte verlaufen fächerartig gegen die Gletscherachse, sie werden gegen das Ende der Zunge immer weiter, da jede Ursache, sie wieder zu schließen, fehlt.

Rand- und Querspalten jedoch, ebenso wie Längsspalten, die in den höher gelegenen Partien des Gletschers reißen, werden im Laufe der Bewegung des Eises wieder geschlossen. Die Randspalten erfahren eine Drehung um ihren Endpunkt an der Grenze des Eises; aber meistens sind sie, längst bevor sie aus ihrer ursprünglichen Richtung in die Querlage übergeführt wurden, wieder zugequetscht, denn die Druckkräfte, welche die nachschiebenden Massen ausüben, nähern die Spaltenwände einander. Von der Mitte aus gegen den Rand schreitet der Schließungsprozeß fort und die Spalten verschwinden allmählich ganz, indem sie nur einen schmalen Riß, oder wegen der starken Abschmelzung der Ränder eine flache Mulde zurücklassen, die nach einiger Zeit ebenfalls verschwindet. Der Schnee, welcher in solche im Schließen begriffene Spalten fällt, wird durch den Druck allmählich verdichtet und bildet innerhalb der übrigen Eismasse ein schmales, kurzes Band weißlichen, viel Luft enthaltenden Eises. Wasser, welches in noch nicht völlig geschlossene Spalten läuft und, da es keinen Ab-

fluß findet, während des Winters gefriert, bildet dagegen fast luftfreie, aus blauem Eise bestehende Einschlüsse, kurze Bänder, denen häufig, solange sie noch jung sind, ihre Entstehungsweise aus der Lage der Eiskristalle direkt angesehen werden kann. Je längere Zeit sie an der Bewegung des Gletschers beteiligt sind, je häufigere Schneefälle mit darauffolgender Abschmelzung sie mitgemacht haben, um so mehr verwischen sich die besonderen Kristallformen und ihr Gefüge ist von dem des Gletschereises kaum mehr zu unterscheiden. Aber die blaue Färbung bleibt, solange die Tiefe der Einschlüsse noch etwa 1 m beträgt und ihre Begrenzung gegen das übrige Eis ist deshalb häufig noch recht deutlich. Die Querspalten werden meistens schon innerhalb des Eisbruches, spätestens aber beim Übergang des Gletschers von starkem zu geringerem Gefälle geschlossen und die Eismasse ist unterhalb von Gletscherstürzen so kompakt und ihre Oberfläche so gleichmäßig, daß von all den heftigen Störungen, die der Gletscherkörper kurz vorher durchzumachen hatte, nicht mehr viel zu bemerken ist. Dazu hat allerdings die Abschmelzung das meiste beigetragen, die im Eisbruche wegen der durch die Zerklüftung vergrößerten Oberfläche besonders stark auftritt.

Auch die in der Bewegungsrichtung laufenden Längsspalten werden, aus denselben Gründen wie die übrigen, wieder geschlossen, wenn der Gletscher aus einem weiten in ein enges Bett getrieben wird.

Außer den bereits genannten Gruppen von Spalten sind noch solche am Grunde des Gletschers, wenigstens in den seitlichen Partien, zu vermuten, da hier in ganz ähnlicher Weise wie an der Oberfläche vom Rand gegen die Mitte, eine Zunahme der Geschwindigkeit von unten nach oben eintritt, welche in der Nähe des Bodens zu Streckungen und Zerreißungen der Eismasse führen muß. Besonders wenn der Gletscher von Stellen stärkeren zu solchen geringeren Gefälles übergeht, wenn er so umgebogen wird, daß die größten Dehnungen am Grunde eintreten, sind solche Grundspalten zu erwarten. Beobachtet sind dieselben allerdings nur in einem Falle. Hugi hat, als er unter dem Eise des Fiescher Gletschers dahinkroch, eine unten weite, nach oben enger werdende Spalte beobachtet, die nach seiner Schätzung etwa 7 m in die Höhe reichte.

In derselben Weise wie die Zunge ist auch das Firnfeld ein Gebiet reichlicher Zerklüftung des Gletschers. Hier wie dort treten die Zugkräfte auf, denen das Eis nur bis zu einem gewissen Grade Widerstand zu leisten vermag. Da aber im Randgebiete des Firnfeldes die Bewegung überhaupt gering ist, das Eis auf steileren Wänden abrutscht, so treten die Randspalten bei weitem nicht mit der Regelmäßigkeit auf, wie in der Gletscherzunge. Nur der Bergschrund, jene große Kluft, die in den obersten Firnhängen beim Übergang vom steilsten zum weniger geneigten Eise ziemlich senkrecht zur Fallrichtung verläuft, die den Bergsteigern ob der Schwierigkeiten, welche ihre Überwindung häufig verursacht, bekannt ist, tritt mit großer Regelmäßigkeit auf. Er ist einer Querspalte zu vergleichen und markiert die Stelle des

Gletschers, von welcher an das eigentliche Fließen des Eises eintritt. Die über der Randkluft gelegenen steilen Partien sind meist nur von geringer Dicke und an den Untergrund fest gefroren, während der fließende Gletscher überall lose seine Unterlage berührt.

Sonst finden sich im Firn nur da größere Spalten und Spaltensysteme, wo Neigungsänderungen des Talbodens stattfinden, wo der Firnmantel über Felsen und kleine Aufwölbungen des Berges herabfällt und diese verdeckt. Die Firnklüfte sind, wie die Spalten in der Gletscherzunge bald vereinzelt, bald zu mehreren parallel nebeneinander laufend. Häufig aber ist der Firn in mehreren Richtungen zerrissen und sieht dann aus, als ob er aus einem Gewirre von würfelähnlichen Stücken bestände, an deren vertikalen Wänden die horizontale Schichtung sichtbar ist.

Die Kohäsion der obersten Firnlagen ist anscheinend eine geringere als die der unteren, älteren Schichten und als die des kompakten Eises der Gletscherzunge. Deshalb entstehen im Sammelbecken der Gletscher Klüfte von großer Weite schon bei Neigungsänderungen, welche die Gletscherzunge mit unwesentlicher Störung ihres Zusammenhanges zu passieren vermag. Firnklüfte von 1 bis 2 m Breite finden sich häufig an fast ebenen Stellen der Mulde, und Spalten von zehn und mehr Meter Weite gehören nicht zu den Seltenheiten. Besonders die Randkluft zeichnet sich durch große Breite aus; ihr hoch liegender oberer Rand, abgestürzte Schneemassen, weit hinabhängende Rieseneiszapfen und dünne Schneebrücken, welche die Kluft überqueren, gruppieren häufig Bilder von so eigenartiger Schönheit, die durch die feinen Unterschiede, welche durch die Beleuchtung der weißen Masse gegeben sind, wesentlich erhöht wird, daß es des Pinsels eines hervorragenden Meisters bedürfte, um nur andeutungsweise nachzuahmen, was hier an phantastischen Gebilden uns entgegentritt.

Die Tiefe der Firnklüfte ist zwischen 5 und 80 m gemessen worden. Einige Meter unter der Oberfläche, wo die älteren Lagen des Firnes beginnen, sind sie am weitesten, nach unten zu werden sie immer enger, und wahrscheinlich erreichen auch sie nur in Ausnahmefällen den Grund des Sammelbeckens. Man wird wohl auch für den Firn annehmen können, daß bei mächtigen Lagern nur die obersten Partien zerrissen und zerborsten sind, während die unteren Schichten zusammenhängend zu Tale bewegt werden. Natürlich kommen auch hier steile Abstürze vor, und es hängt von der Höhe der Wand ab, ob in gewissen Zeiten abwechselnd mächtige Lawinen abstürzen, oder ob ein fast rein weißer Eisfall, in welchem die blauen Farben an den Wandungen der zertrümmerten Masse fast ganz fehlen, den oberen Rand der Abbruchstelle mit dem unteren, flacheren Gebiete verbindet.

Die Spalten in den ebeneren Teilen der Firnmulde sind nur im Spätjahr, wenn der Gletscher möglichst weit ausgeapert ist, wenn der jüngste Schnee größtenteils weggeschmolzen oder zu einer dichteren Eisschicht umkristallisiert wurde, bequem sichtbar; dann findet man

auch leicht die Stellen, an denen passierbare Schneebrücken den Übergang über die Klüfte erlauben. Früher, im Hochsommer, gehören die Firnspalten zu den gefährlichsten und tückischsten Hindernissen, welche der Hochtourist zu überwinden hat; sie sind zumeist noch verschneit, und nur für sehr geübte Augen ist ihre Lage auf einige Meter Entfernung zu erkennen, wenn nicht frischer Schnee auch diese leisen Spuren verwischt.

Die Schilderung der Zerklüftung, wie sie hier kurz gegeben ist, trifft im wesentlichen zu für alle Gletscher, die dem alpinen Typus angehören. Die Plateaugletscher auf den Hochflächen in Skandinavien können nur in geringem Maße Spalten besitzen, da die Bedingungen zu deren Bildung auf weiten Flächen fehlen. Auch im grönländischen Binneneise gibt es Spalten; im Abschmelzgebiete, nahe den Nunatakern sind sie sehr bedeutend und hindern die Begehung des Eises in hohem Maße. Aber auch im Innern der riesigen Eiswüste ist stellenweise starke Zerklüftung vorhanden, wie Nansen bei seiner Durchquerung Grönlands feststellen konnte.

Das Gletscherkorn.

Schlägt man ein Stück Eis vom Gletscher los, so erweist sich dasselbe aus einer Anzahl von einzelnen Individuen bestehend, aus „Körnern" zusammengesetzt, deren jedes ein Kristall ist, aber ganz unregelmäßige Begrenzungen besitzt, so daß die Gletscherkörner gelenkartig ineinander greifen. Im „gesunden Eis", d. h. solange keine Schmelzwasser an der Oberfläche des Bruchstückes vorhanden sind, können die Grenzflächen der Körner kaum gesehen werden, dagegen treten dieselben um so deutlicher hervor, je mehr das Eisstück schmilzt. Das Schmelzwasser dringt dann durch die feinen Risse, die sich an den Korngrenzen bilden, durch die Haarspalten in die Masse ein, und da es ein anderes Lichtbrechungsvermögen besitzt als das Eis, so heben sich die Berührungsflächen der Körner immer schärfer ab. Die optische Prüfung ergibt, daß die Kristallachsen der Gletscherkörner regellos liegen, wie es für eine Anhäufung einzelner, selbständiger Individuen nicht anders zu erwarten ist.

Gegen das Ende des Gletschers sind die Körner vielfach so groß wie Taubeneier, ja wie Fäuste; im Firn, nahe an der Oberfläche haben sie wesentlich kleineren Inhalt, etwa Erbsengröße; aber auf der Sohle des Gletschers sind auch im Firngebiet bereits Körner vorhanden, welche mehrere Kubikzentimeter umfassen. Das kann man recht gut wahrnehmen, wenn man die Trümmer näher untersucht, welche von hochgelegenen Firnpartien über steile Felswände mehrere hundert Meter herabfallen. In der Zeit, welche die frisch gefallenen Schichten feinkörnigen Hochschnees brauchen, um von der Firnoberfläche allmählich gegen den Grund der Sammelmulde herabzusinken, hat sich also eine Veränderung vollzogen, durch welche das Material des Gletschers immer grobkörniger wird. Wie sich der Vorgang abspielt, soll im folgenden zu schildern versucht werden.

Man glaubte früher, das an der Oberfläche des Gletschers entstehende Schmelzwasser dringe durch die Haarspalten in die ganze Masse ein, diese sauge sich voll Wasser wie ein Schwamm, und das Gefrieren des infiltrierten Wassers sei sowohl die Ursache des Kornwachstums als auch der Bewegung des Gletschers. Allein durch sorgfältige Versuche konnte F. A. Forel feststellen, daß die Infiltration nur geringe Tiefen erreicht, die Hauptmasse des Gletschers also durch die Schmelzwasser seiner Oberflächenschicht nicht berührt wird.

In dieser obersten Schicht, in welche die Schmelzwasser einsickern, werden dieselben zweifellos zu einer Vergrößerung der Gletscherkörner führen. Aber, wie bereits erwähnt, schon im Firngebiete, in welchem die Schmelzwasser nur in recht kleiner Menge vorkommen, sowie auch in den tiefer gelegenen Schichten der Gletscherzunge finden wir Gletscherkörner von ansehnlicher Größe; deren Entstehung muß also auf Einwirkungen zurückgeführt werden, welche sich in der Tiefe der Eismasse äußern können.

Der Schnee, welcher sich in der Firnmulde ansammelt, ist zeitweise der Sonnenstrahlung und der Einwirkung warmer Luft ausgesetzt; er wird in der obersten Lage schmelzen; das Schmelzwasser sinkt ein und gibt, nachdem es seinen Wärmevorrat verloren hat, Veranlassung zur Vereinigung mehrerer kleiner Schneekörnchen zu einem einzigen Individuum, sobald die Erniedrigung der Lufttemperatur in der Schneemasse wirksam wird und einen Gefrierprozeß verursacht. Der lockere Schnee, der aus regellos durcheinander liegenden Kriställchen besteht, wird zwar bei diesem Vorgange dichter; ein großer Teil der vorher eingeschlossenen Luft wird ausgeschieden; das kleinkörnige Haufwerk erscheint nicht mehr blendend weiß wie vorher, sondern durchsichtig und klarer — aber eine Ordnung nach den Kristallachsen der Firnkörner ist nicht eingetreten. Neue Schneefälle entrücken die Kruste, mit welcher der Gletscher nach oben abschloß, der Sonnenstrahlung und dem Einflusse der Temperaturschwankungen immer mehr. Nun können nur mehr die Wirkungen des Druckes, den die überlastenden Massen ausüben, sowie Molekularkräfte, die an der Grenzfläche der kleinen Körner, von einem in das andere übergreifend, auftreten, eine Veränderung des Gefüges hervorbringen. Solange der Druck, unter welchem eine beliebige Stelle der Gletschermasse steht, unveränderlich ist, sind Zustandsänderungen an dieser Stelle ausgeschlossen. Nur bei Druckschwankungen wird teilweises Schmelzen und darauffolgendes Gefrieren dazu führen können, daß eins der Körner auf Kosten seiner Nachbarn wächst, indem es die entstandenen kleinen Schmelzwassermengen, seiner größeren Masse oder anderen günstigen Umständen entsprechend, sich einverleibt. Demnach müßten die größten Gletscherkörner da zu finden sein, wo die Masse die stärksten Druckschwankungen durchzumachen hat; also in den Randgebieten, welche mit der Talwandung und dem Boden in Berührung kommen oder in deren Nähe liegen. In diesen

Teilen der Gletschermasse sind die Unterschiede in den Geschwindigkeiten benachbarter Teile am größten, Druckschwankungen am häufigsten. Tatsächlich findet man hier die größten Gletscherkörner.

Verwachsungen benachbarter Gletscherkörner zu einem einzigen Individuum können nur dann vorkommen, wenn außer der Hauptachse auch die Nebenachsen des einen Kristalles zu denen des anderen parallel sind. Damit dies eintritt, muß entweder einer oder jeder der beiden ursprünglich verschieden gestellten Kristalle eine Drehung ausführen.

Bei der unregelmäßigen Begrenzung und dem gelenkartigen Ineinandergreifen der Gletscherkörner könnte es sich nur um ganz kleine Richtungsänderungen handeln, welche ein in Schmelzwasser eingebettetes Korn während einer Drucksteigerung durch kleine Richtkräfte erfährt, die entweder von der Schwere oder von molekularen Wirkungen herrühren. Da eine Orientierung der großen Gletscherkörner, die auf eine Wirkung der Schwerkraft zurückgeführt werden könnte, bisher selbst an sehr langen Gletscherzungen nicht beobachtet wurde, so müßten diese Richtkräfte als molekulare angesehen werden. Ob aber die Wirkungen dieser Kräfte sich gerade derart summieren, daß sich eine kristallographische Gleichstellung zweier Körner ergibt, erscheint um so mehr als zweifelhaft, als bei jeder Druckschwankung die Massenverteilung unter den benachbarten Körnern geändert werden kann, und wenn Drehungen erfolgen, geändert werden muß.

Es ist möglich, daß der Druck, auch ohne Zustandsänderungen zu bewirken, doch die Ursache des Kornwachstums wird, wenn Translationen und Verschiebungen anderer Art in einem Korne, das zwischen seinen Nachbarn gebogen wird, auftreten können.

Die Wirkung der Molekularkräfte als Ursache des Kornwachstums wurde zuerst von Hagenbach-Bischoff hervorgehoben. Er beobachtete, daß häufig zwischen großen Gletscherkörnern sehr kleine Exemplare eingeschlossen sind, und schloß daraus, es würden im Laufe der Zeit die kleineren Körner von den großen vollständig aufgezehrt infolge von molekularen Umlagerungen, welche sich ohne Zustandsänderungen vollziehen. Solche Vorgänge, bei denen der „Große den Kleinen frißt", spielen sich zweifellos bei der Bildung größerer Wassertropfen aus den Nebelteilchen der Wolken ab. Für diese Fälle sind die Bedingungen des Wachstums sogar durch Lord Kelvin mathematisch formuliert und rechnerisch verwertet, so daß eine experimentelle Bestätigung der Theorie gegeben werden konnte, welche sich auf die Beziehungen zwischen Krümmungsradius und Oberflächenspannung der kleinen Wassertröpfchen aufbaut. Wenn auch im Gletscher einerlei Temperatur- und Druckverhältnisse existieren, durch welche die ganze Eismasse ständig auf der den festen und flüssigen Zustand scheidenden Grenze gehalten ist, so konnten doch die analogen Rechnungen selbst für den Fall kugelförmiger Gletscherkörner bisher noch nicht ausgeführt werden, weil unsere Kenntnisse über die Kräfte, die den Zusammenhang fester Körper

bedingen, noch viel lückenhafter sind als die über die Oberflächenspannungen und die Dampfspannungen in der Umgebung von Tropfen.

Doch läßt der Vergleich mit dem Wachstum der Wassertropfen in der Wolke die Hagenbachsche Annahme, daß sich das Wachstum des Gletscherkornes ohne Zustandsänderung der beteiligten kleineren Körner vollzieht, verständlich erscheinen. Eine wesentliche Stütze gewann diese Annahme durch die Untersuchungen von R. Emden, welcher zeigte, daß in jedem körnigen Eise im Laufe der Zeit die Zahl der Individuen abnimmt, ihre Größe aber wächst. Dieser Prozeß vollzieht sich in dem in Eiskellern aufbewahrten Wassereis ebenso wie in den Eiskernen, welche im Bunsenschen Kalorimeter künstlich erzeugt wurden; in diesen vereinigen sich die feinen Eisnadeln, welche die Kerne zusammensetzen, bei fast unveränderter Temperatur und minimalen Druckschwankungen zu Körnern, die während der Dauer einiger Monate immer größere Dimensionen annehmen. J. Vallot beobachtete, daß auf dem Gipfel des Mont Blanc in dem in das Eis getriebenen Tunnel 10 bis 13 m unter der Eisoberfläche bei einer konstanten Jahrestemperatur von — 16,6° der Firnschnee in grobkörniges Eis übergegangen war. Das Wachsen des Gletscherkornes ist daher auch bei geringem Druck möglich, selbst wenn die Temperatur weit unter dem zugehörigen Schmelzpunkte liegt.

Die Korngröße erscheint demnach zunächst als eine Funktion der Zeit; die Individuen, welche die längste Zeit auf dem Wege sind, also eben die der Randgebiete und der Grundschichten, haben die meiste Gelegenheit zu beständiger Vergrößerung, und da am Ende der Gletscherzunge die Eispartien zutage treten, welche in der nächsten Nähe der Firnumrahmung als Schnee in das Firnbecken eintraten, so wird es leicht, einzusehen, daß nahe am Gletscherende auch in der Achse des Eisstromes große Körner gefunden werden, um so mehr, als ja, wie oben hervorgehoben wurde, die Schmelzwasser der Gletscheroberfläche infolge der nächtlichen Temperaturerniedrigung, die sich bis zu einigen Metern Tiefe auch im Eise geltend macht, in den Haarspalten gefrieren und dadurch zur Vergrößerung einzelner Körner beitragen können.

Ob das Kornwachstum nur einer einzigen der hier erwähnten möglichen Ursachen zugeschrieben werden kann und welcher von ihnen, ist bisher nicht entschieden. Mir scheint, daß beide, die Umformung durch Druckschwankungen und die allmähliche Aufnahme der kleineren Körner in die großen ohne Änderung des Aggregatzustandes, sowohl getrennt, als auch einander unterstützend wirken können.

Das Resultat der Umwandlung des feinkörnigen Hochschnees in das grobkörnige Gefüge der Gletscherzunge ist, daß die Dichte des Eises beständig zunimmt, das Eis an Reinheit und Durchsichtigkeit gewinnt, und dies mag wohl auch ein gewichtiger Grund dafür sein, daß das schuttfreie Ende einer langen Gletscherzunge als „ein einziges Blauband“ erscheint.

In dem Maße, in welchem die vom Schnee eingeschlossene Luft

aus der Gletschermasse herausgequetscht wird, erhöht sich das spezifische Gewicht des Eises. Eingehendere Messungen dieser Größe rühren von J. Vallot her, der 1895 am Mer de Glace genaue Beobachtungen anstellte. Danach ist die Dichte des Schnees in 4359 m zu 0,40, in 3020 m zu 0,48 gefunden worden. Firn in 4792 m Höhe, 15 m unter der Oberfläche hatte 0,86, Eis in 3020 m 0,88, in 1850 m 0,91 spez. Gewicht. Blümcke und ich haben 1895 am Hintereis- und am Guslarferner in 2300 m Höhe 0,898, in 2500 m 0,900, in 2850 m 0,900 gefunden. Beide Beobachtungsgruppen stehen gut im Einklang. Etwas abweichend davon und auffallend groß sind die Werte, welche J. Westman vom Eise der Sulitelmagletscher angibt. Jeweils als Mittel aus mehreren Messungen erhält dieser Beobachter

das	spez.	Gewicht	von	Oberflächeneis	= 0,938
„	„	„	„	Tiefeneis	= 0,924
„	„	„	„	weichem Schnee	= 0,962
„	„	„	„	hartem Schnee	= 0,946

Die Messungen, wie ihre Ergebnisse erscheinen nicht ganz einwandfrei.

Wahrscheinlich in dem Bestreben, auf dem Wege zu einer Erklärung der Schichten in der Gletscherzunge (vgl. S. 169, Bänderung) zu gelangen, hat man vielfach danach gesucht, ob nicht die Achsen der Gletscherkörner gegen das Gletscherende zu immer mehr gleichgerichtet werden. Die Frage ist nie ernstlich bejaht worden, und neuerdings scheint man sich allgemein der Ansicht zuzuneigen, daß auch am Ende der längsten Gletscher das Eis ein regelloses Konglomerat einzelner Körner ist, in deren Lage keine Richtung vor anderen bevorzugt erscheint. Niemals ist ein Fall von einer Art Spaltbarkeit des Gletschereises beobachtet worden, und diese müßte doch wohl auftreten, wenn eine größere Zahl von benachbarten Körnern gleichartig orientiert wäre.

Doch sei auf einen besonderen Fall verwiesen, den E. Hagenbach-Bischoff in seinem Befund über Körnerstruktur am Unteraar- und Rhonegletscher angibt. Er sagt: Die Beziehung zwischen Bänderung (s. S. 169) und Gletscherkorn besteht darin, daß in den blauen Bändern im allgemeinen die Gletscherkörner größer und klarer, d. h. luftfreier sind als in dem weißen Eise dazwischen. Wenn im blauen Eise selbst sich weitere Bänderung, d. h. Trennung in Schichten zeigt, so werden die Trennungsflächen dieser Schichten durch die nahezu in einer Ebene sich anschließenden Grenzflächen der Körner gebildet. Man hat den Eindruck einer aus ungeformten Steinen aufgebauten Zyklopenmauer, bei deren Aufführung man gesucht hat, in bestimmten Intervallen die Horizontale einzuhalten.

Noch nicht völlig aufgeklärt ist es, auf welche Weise die Luft, die beim Wachsen der Gletscherkörner allmählich aus den tieferen Eispartien herausgedrückt wird, an die Oberfläche gelangt. Man hört allerdings hier und da, wenn man längere Zeit an derselben Stelle des Eis-

stromes ruhig verweilt, ein seltsames Geräusch und findet bei näherer Untersuchung, daß aus einer kaum wahrnehmbaren Öffnung beständig Luft auspfeift. Am Hintereisferner hörte ich mehrere Tage lang am gleichen Punkte eine solche Luftpfeife zischen. Hagenbach-Bischoff beobachtete an einer derartigen Stelle am Unteraargletscher einen bis 50 cm hoch emporschießenden Wasserstrahl. Es scheint also, als ob sich stellenweise im Gletscher einzelne ganz enge Kanäle ausbilden, welche für die Entfernung der überschüssigen Luft aus dem Innern der Eismasse dienen. Ob es aber wirklich die ehemals im Schnee eingeschlossene Luft ist, die sich innerhalb des Gletschers in einer Art von Windkesseln ansammelt und aus denselben herausgepreßt wird, oder ob man es hier mit der Luft zu tun hat, welche von abstürzenden Schmelzwassern in Spalten und Abläufe mitgerissen wird, ist nicht zuverlässig bekannt.

Da die Firnbildung schon wenige Meter unter der Oberfläche beginnt, nach Vallots Beobachtungen die Dichte des Eises während seiner langen Wanderung nur um wenige Prozent geändert wird und die Zerklüftung doch der Reihe nach recht nahe beieinander gelegene Gebiete betrifft, so ist die für das Entweichen der Luft notwendige Gelegenheit fast in ausreichendem Maße durch die Spaltenbildung gegeben.

Die Umbildung, welche die Gletscherkörner im Laufe der Zeit erfahren, muß schließlich auch dazu führen, daß sich viele kleine Luftblasen zu einer größeren vereinigen; dadurch allein gewinnt das Eis schon an Durchsichtigkeit, und selbst wenn von einer gewissen Tiefe an ein Entweichen der Luft aus dem Gletscher gar nicht mehr stattfinden könnte, müßte wegen dieser Sammlung der kleinen Luftblasen die Reinheit und Klarheit des Eises gegen das Gletscherende beständig zunehmen.

Bei den Arbeiten am Hintereisferner wurde einmal (1903), als der Bohrer 16 m Tiefe erreicht hatte, die ganze Spülwassersäule mit großer Wucht in die Höhe getrieben; gleich darauf sank der Bohrer freiwillig um mehr als 0,5 m und das Emporheben der Wassersäule wiederholte sich, jedoch etwas schwächer, als zuvor. Nach diesem Zwischenfall, dessen Verlauf kaum länger als eine Minute währte, konnte die Bohrung ohne Störung fortgesetzt werden. Es war eine mit Luft gefüllte Höhlung erschlossen worden; die eingesperrte Luft konnte einen Überdruck von mindestens 1,6 Atmosphären ausüben.

Eine statistische Untersuchung über Größe und Gewicht der Gletscherkörner, die ein Stück Gletschereis bilden, hat J. Y. Buchanan 1895 und 1901 ausgeführt. Bruchstücke des großen Aletschgletschers, welche im Märjelensee umhertreiben, enthielten Gletscherkörner von 450, 590 und 700 g Gewicht. Weitere Auszählungen am Glacier des Bossons und am Aletschgletscher gaben folgende Resultate:

I. Ein Block am Ende des Bossonsgletschers bestand aus 40 Körnern, deren Gewicht im Mittel 30 g betrug. Die 16 größten hatten durchschnittlich 65 g, die 10 kleinsten 2,5 g.

II. Ein teilweise durchschnittener Block aus dem Märjelensee bestand aus 44 Körnern mit dem durchschnittlichen Gewicht von 28,5 g. Die 11 größten wogen im Mittel 99,5, die 23 kleinsten 2,6 g.

III. Ein unter Wasser zerschnittener Block vom Aletschgletscher hatte 110 Körner, darunter 34 große mit dem mittleren Gewicht von 169,6 g, während die 40 kleinsten im Mittel 1,8 g wogen. Das Mittel für alle 110 war 58,3 g.

Da die kleinsten Körner während der Wägung leicht verloren gehen, so ist das mittlere Korngewicht wohl immer etwas zu groß gefunden worden. Immerhin gibt das Resultat eine Vorstellung über den Aufbau eines Stückes Gletschereis, das aus kleinen, nur einige Zentigramme wiegenden Schneekristallen entstanden ist.

Forelsche Streifen. F. A. Forel beobachtete bei größeren Gletscherkörnern an der Oberfläche parallele Streifen, deren Richtung in einem Eisstücke, das aus mehreren Körnern besteht, von Korn zu Korn sich ändert. Verfolgt man die Lagen dieser Streifen (die nach Forels Angabe schon von Agassiz bemerkt wurden) rund um ein Korn genauer, so findet man, daß dieselben in Ebenen auftreten, die das Korn in einzelne, parallele Schichten zu zerlegen scheinen. Die Vermutung, daß die Lage dieser Streifen in Beziehung zu der Lage der Kristallachsen steht, konnte von Forel und E. Hagenbach nicht bestätigt werden. Sie benutzten die Tyndallschen Schmelzfiguren zur Bestimmung der Lage der Kristallachsen.

E. v. Drygalski beobachtete an Bacheis Streifensysteme, die senkrecht auf der optischen und kristallographischen Hauptachse stehen und er folgerte aus dieser Beobachtung, daß jeder Eiskristall aus kleinen Plättchen aufgebaut ist, deren optische Achse senkrecht auf der Ebene ihrer größten Ausdehnung steht und die etwa den Schneekristallen zu vergleichen wären.

Durch die Versuche von Mc. Connel und Kidd ist gezeigt, daß in der Tat ein Eiskristall aus solchen Plättchen bestehend gedacht werden muß und daß bei der Biegung der Eiskristalle gegenseitige Verschiebungen dieser Plättchen, Translationen, auftreten.

S. Skinner, welcher die Struktur der Eiskristalle ebenfalls näher untersuchte, beobachtete an Kristallen von Höhleneis (vom Schafloch am Thuner See) besonders an der sechseckigen Grundfläche parallele Streifen, die er mit den Forelschen gleichstellt. Er hält dieselben für Anzeichen von Gleitflächen, längs welcher sich die durch Druck verursachten Deformationen der Kristalle vollziehen. Eine Beziehung zwischen der Richtung dieser Streifen und den Kristallachsen konnte auch Skinner nicht feststellen; er fand sie von Kristall zu Kristall verschieden.

Völlig geklärt ist also der Bildungsvorgang dieser Streifen noch nicht; doch scheint es, daß dieselben nicht als Spezialität des Gletscherkornes angesehen werden dürfen.

Die Schichtung.

Im Firngebiete der Gletscher wechseln, wie anderwärts, niederschlagsreiche Tage mit mehr oder minder langen Reihen klarer, niederschlagsfreier Tage ab. An den klaren Tagen findet eine teilweise Schmelzung der oberflächlichen Partie des zuletzt gefallenen Schnees statt; die Schmelzwasser dringen, bis sie ihren Wärmevorrat abgegeben haben, in die Schneemasse ein und geben so Veranlassung zur Umkristallisation bzw. Vergrößerung der durch sie berührten Schneekristalle. Das entstandene kleinkörnige Eisgefüge dieser obersten Schicht enthält weniger Lufteinschlüsse als die dicht darunter befindlichen Lagen pulverigen, trockenen Schnees. Dauert die niederschlagsfreie Zeit länger an, so wird diese oberste Eisschicht auch noch einen merklichen Überzug von feinem Verwitterungsstaub erhalten, der nur ganz wenig einschmilzt. Auf diese oberste Kruste körnigen, mit leichtem Staub bedeckten Eises werden die folgenden Niederschläge abgelagert in einer Höhe, welche für weite Teile des Firnbeckens ziemlich gleichmäßig ist und nur von der Dauer und Intensität der Schneefälle abhängt. In den obersten Lagen dieser Aufschüttung werden unter dem Einflusse der Sonnenwärme und der Luftströmungen sich ähnliche Veränderungen vollziehen, wie sie soeben beschrieben wurden, und es ist klar, daß die ganze Firnmasse, die als Nährstoff des zu Tale sinkenden Eisstromes dient, nicht eine homogene, sondern eine geschichtete, zum großen Teil recht ungleichartige Substanz ist, deren Schichten annähernd horizontal verlaufen. An den Wänden großer, tief hinabreichender Firnspalten bemerkt man hellere und dunklere Streifen in mannigfachem Wechsel, die zumeist horizontal laufen, vielfach jedoch deutlich erkennen lassen, daß sie durch die Anbequemung der Firnmasse an die Formen des Untergrundes in andere, nicht mehr völlig horizontale Richtungen gezwungen wurden. Diese Streifen sind nichts anderes als die Spuren der einzelnen Firnschichten in der Spaltenwand: die Schichtung. Im ganzen Firngebiet kann dieselbe wahrgenommen werden; ein Beweis dafür, daß sie während der Abwärtsbewegung der Firnmasse nicht verschwindet, daß also auch die durch sie gekennzeichnete Firnstruktur erhalten bleibt.

Fig. 25 gibt ein gutes Bild von der Schichtung nach einer photographischen Aufnahme von Würthle u. Sohn in Salzburg. Das dargestellte Gebiet liegt am Fuße der Schwarzen Wand in der Rieserfernergruppe.

An den Spaltenwänden der Gletscherzunge sieht man, besonders bei Querspalten, deutlich voneinander unterscheidbare Lagen von blauem und weißem Eise. Am Rande der Gletscherzunge zeigen diese Lagen einen dem Talboden nahezu parallelen Verlauf; noch ganz in der Nähe des Randes richten sie sich mehr und mehr aufwärts und fallen immer

Fig. 25.

Firnschichtung.

Nach einer Photographie von Würthle u. Sohn in Salzburg.

Fig. 26.

Heß, Die Gletscher. Friedr. Vieweg & Sohn.

Bänderung am Gletscherende.

Nach einer Photographie von X. Imfeld in Zürich.

steiler gegen die Eismasse ein. Je weiter man gegen die Gletscherachse fortschreitet, desto weniger häufig sieht man diese Bänder; hier verlaufen sie weniger steil. An der Gletscheroberfläche entsprechen diesen Lagen von abwechselnd luftfreierem und luftreicherem Eise Furchen von mehreren Zentimetern bis zu einigen Dezimetern Breite, die über die Unebenheiten der Oberfläche ungestört hinweglaufen und sich im allgemeinen der Bewegungsrichtung des Eises anschmiegen. Setzt sich ein Gletscher aus mehreren Zuflüssen zusammen, deren Grenzen durch die Mittelmoränen bezeichnet sind, so läßt sich in den mittelhoch gelegenen Teilen der Gletscherzunge besonders deutlich beobachten, daß diese Bänder für jeden Zufluß getrennt ausgebildet sind und nahe den Mittelmoränen diesen parallel verlaufen, während nahe der Achse jedes Zuflusses die von Schlagintweit als Ogiven bezeichneten, gegen das Tal konvexen Bogen quer über das Eis verlaufen. Auf diese Eigentümlichkeit hat schon Tyndall im Gegensatz zu Forbes aufmerksam gemacht, welch letzterer unter anderem die Ogiven des Mer de Glace zur Hälfte auf dem moränenfreien Teil des Gletschers, zur anderen Hälfte unter den Moränen verlaufend darstellt, also für die verschiedenen Zuflüsse des Gletschers ein einziges System dieser Strukturkurven zeichnet.

Diese Oberflächenerscheinungen sind der Ausdruck einer bestimmten Struktur im Innern der Eismasse, deren räumliche Anordnung als eine löffelförmige bezeichnet werden kann, der Bänderung.

Die Bänderung wurde zuerst von Guyot, später von Agassiz und Forbes beobachtet. Letzterer gab durch Modelle eine sehr anschauliche Darstellung von der Anordnung, welche die gekrümmten Schichten in der Gletscherzunge besitzen.

Auf größere Entfernung erkennt man nur die Ogiven, welche an den meisten Gletscherenden, aber auch am Fuße von Eisbrüchen besonders schön ausgebildet sind. Die in Fig. 26 wiedergegebene Aufnahme des Endes vom Glacier de la Brenva in der Montblancgruppe, ein Bild, das ich der Güte des Herrn X. Imfeld in Zürich verdanke, zeigt nicht nur die Ogiven als das Ausgehende der löffelartigen Eislagen, sondern läßt in einzelnen, weit geöffneten Längsspalten auch den Verlauf in das Innere der Eismasse deutlich erkennen.

Die Erklärung für das Auftreten dieser Strukturform hat zuerst Agassiz dahin gegeben, daß er sagte, es sei dieselbe nichts anderes als das Resultat der Auswalzung, welche die Firnschichten bei ihrem Übergange aus der weiten Firnmulde in das enge Bett der Gletscherzunge erfahren.

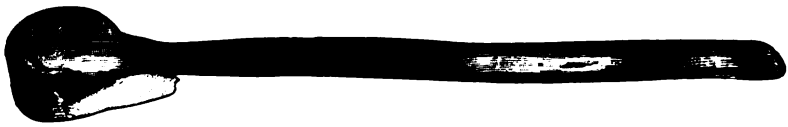
Der Umstand aber, daß gerade am Fuße von Eisbrüchen die Struktur der Gletscherzunge sehr schön erscheint, brachte ihn wie Tyndall auf den Gedanken, es müsse die Ausbildung derselben in erster Linie von dem Drucke abhängig sein, dem die Eismasse ausgesetzt ist, und besonders, als Tyndall auch an einigen Stellen Schichtung und Bänderung einander kreuzend beobachtet zu haben glaubte, schien

die von ihm gegebene Erklärung der Blaublätterstruktur als richtig angesehen werden zu können. Danach wäre nämlich das Eis der Blaublätter von der eingeschlossenen Luft in besonderem Maße da befreit worden, wo dasselbe bei starken Krümmungen des Tales, an Felsvorsprüngen und unter Eisbrüchen hervorragend großen Drucken unterworfen wurde. Der Vergleich mit der gerade damals (1847) viel diskutierten und ebenfalls auf Druckwirkung zurückgeführten Schieferung der Gesteine lag für Tyndall sehr nahe, und da er seine hauptsächlichsten Beobachtungen, wie H. F. Reid hervorhebt, am Mer de glace ausführte, wo kurz nach dem Übergang aus dem Firngebiet zur Zunge in einem Eisbruche jede Spur der ursprünglichen Schichtung des Firneises verloren gegangen schien, so war für ihn, ebenso wie für Forbes, der denselben Gletscher zu seinem Arbeitsgebiet gewählt hatte, der Gedanke an einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Schichtung und Bänderung direkt abzuweisen. Ganz auf der Tyndallschen Erklärung beruht die Darstellung, welche A. Heim in seiner „Gletscherkunde“ gibt; er unterscheidet demgemäß zwischen Randstruktur, Querstruktur und Längsstruktur und hebt dabei all die Merkmale recht deutlich hervor, die oben als Kennzeichen für die „Bänderung“ angeführt wurden.

Im Jahre 1899 fiel mir in einer Spaltenwand des Hintereisferners eine Stelle auf, bei welcher eine kleine Innenmoräne ausschmolz. Man konnte auf mehrere Meter Tiefe den ihr entsprechenden schmalen Schmutzstreifen beobachten und sah recht deutlich, wie symmetrisch zu beiden Seiten dieses Streifens die Bänder blauen und weißen Eises mit allmählich abnehmenden Winkeln in die Masse des Gletschers einfielen. Ich suchte an anderen Stellen nach ähnlichen Erscheinungen, bemerkte überall den der obigen Schilderung der Bänderung entsprechenden Verlauf der Blaublätter und glaubte auch gegen den Firn hin die allmählichen Übergänge in die horizontale Schichtung gesehen zu haben. Als ich 1901 wieder den Gletscher betrat, habe ich Gelegenheit genommen, der Erscheinung weiter nachzugehen, und allmählich befestigte sich in mir die Überzeugung, daß der ganze Komplex von Längs-, Quer- und Randstruktur einer und derselben Ursache zuzuschreiben ist, daß nämlich diese Strukturen unter sich in engstem Zusammenhange stehen und die durch die Bewegung des Eises umgestaltete Firnschichtung repräsentieren. Ich versuchte nun, mit Abänderung eines schon von Tresca ausgeführten Versuches zu zeigen, wie Schichten, die ähnlich wie der Firn des Gletschers durch Druck allmähliche Umformungen erfahren, tatsächlich in Lagen übergehen, die als löffelartig ineinanderliegend erscheinen. Mit Hilfe einer hydraulischen Presse drückte ich 6 cm Durchmesser zeigende Scheiben von Wachs, die in abwechselnd weißer und roter Substanz übereinander lagen, durch eine etwa 4 cm^2 große seitliche Öffnung einer Preßform hinaus, welche am Grunde ungefähr das Modell eines Gletscherbeckens vorstellt. Das Resultat war ein „Modellgletscher“

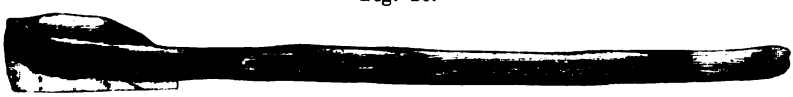
aus Wachs, der genau die Strukturformen des natürlichen Eisstromes besitzt und in Ansicht und Durchschnitt hier abgebildet ist. Man sieht (Fig. 27 u. 28) die Veränderung, welche die den Firnschichten entsprechenden, ursprünglich kreisrunden und horizontalen Wachstäfelchen erfahren haben, sehr gut und kann das Ineinanderliegen der „Löffel" deutlich verfolgen, trotzdem wegen des ziemlich rasch wirkenden Druckes die Wachsscheibchen zum Teil zerbrachen und so zu Störungen im Verlauf der Struktur führten. (Solche Störungen kommen übrigens an den Gletschern infolge der Spaltenbildung häufig vor; gerade durch sie wird der Zusammenhang zwischen Schichtung und Bänderung stark verwischt.)

Fig. 27.



Die Versuche wurden bei Zimmertemperatur gemacht. Würde nahe am Schmelzpunkt befindliches Wachs verwendet, so würden die Schichten ihren Zusammenhang viel mehr beibehalten, und es würde wohl zur Erzeugung eines solchen Modellgletschers das Gewicht des Wachses allein genügen, wenn die ganze Masse mehrere Tage (oder Wochen!) auf konstanter Temperatur gehalten würde. Dafür spricht das Verhalten des Paraffins, wie es von Blümcke und mir in unseren „Untersuchungen am Hintereisferner" beschrieben ist.

Fig. 28.



Die Krümmung, welche die „Löffel" aufweisen, hängt wesentlich vom Verhältnis des Querschnittes der Preßform zu dem der Ausflußöffnung und von der Gestalt der letzteren ab. Je größer und je flacher die Ausflußöffnung ist, um so weniger gekrümmt verlassen die Wachsscheibchen die Form. So zeigen z. B. die Lagen des Wachses in dem Preßstück, das in Fig. 29 und 30 wiedergegeben ist, wesentlich stärkere

Fig. 29. Fig. 30.

Krümmungen, als die des Stückes der Fig. 27 und 28, weil die zwei Ausflußöffnungen, durch die das Wachs getrieben wurde, zusammen noch einen bedeutend kleineren Querschnitt hatten, als die eine im anderen Falle. Fig. 29 und 30 stellen übrigens den Zusammenfluß zweier

„Modellgletscher“ dar. In jedem Zufluß ist das Ogivensystem sehr schön ausgebildet, und man bemerkt, daß die beiden Kurvensysteme auch da getrennt nebeneinander bleiben, wo die beiden Zuflüsse vereinigt weiter durch die Ausflußform gedrückt werden. Sehr deutlich zeigt das ein Querschnitt, der kurz nach der Vereinigungsstelle gemacht ist. Hier ist auch die gegen den Rand zunehmende Aufwärtskrümmung der „Löffel“ gut wahrzunehmen (Fig. 30). Ich bemerke noch, daß die Preßstücke so abgebildet wurden, wie sie aus der Form kamen, und da diese auf ziemlich primitive Weise aus Holz angefertigt wurde, so kommen die Unregelmäßigkeiten der Form auch in den Bildern teilweise zum Ausdruck. Darauf ist z. B. die auffallende Querschnittsänderung des Wachsstückes an der Stelle (Fig. 29), an welcher die Breite des umflossenen Hindernisses am größten ist, zurückzuführen. Dieselbe verdankt also ihr Vorhandensein nicht etwa einem ungeschickten nachträglichen Modellieren. Werden die gleichen Versuche mit geschichtetem Eise angestellt, so ergeben sie dasselbe Resultat; denn wie bereits Helmholtz bemerkte, behalten derartige Eisstücke auch nach der Pressung deutlich die Spuren ihrer Entstehung; ich selbst habe die nämliche Erfahrung gemacht und insbesondere beim Pressen von Eis, das mit Sandschichten durchsetzt war, als die Masse durch seitliche Öffnungen die Preßform verließ, Eisstücke erhalten, welche die löffelartigen Lagen der Bänder recht schön zeigten.

Da nun, wie bereits hervorgehoben wurde, die Firnschichten bei ihrer kilometerweiten Wanderung im Firnbecken bestehen bleiben, so kann man nach meiner Ansicht unbedenklich das Ergebnis dieser Druckversuche mit Wachs auf die Verhältnisse übertragen, welche für die Gletscher bestehen. Bei den großen Alpengletschern werden die Firnmassen aus weiten Mulden in enge Täler ausgepreßt; von den Plateaus der norwegischen Berge fließt der geschichtete Firn in eine Anzahl enger Fjorde ab; das Inlandeis in Grönland strömt durch viele, bei den Nunatakern beginnende Abflußkanäle dem Meere zu — fast überall haben wir also Beziehungen zwischen Nähr- und Abflußgebieten, welche denen des „Modellgletschers“ vergleichbar sind, und deshalb darf wohl folgender Schluß gezogen werden: Die zumeist horizontalen Schichten des Firnes werden beim Übergang aus dem weiten Firnbecken in das enge Tal, das die Gletscherzunge bestreicht, in löffelartig ineinandergefügte Lagen umgeformt. Weil aber auf der Gletscherzunge eine andere als die mit dem Namen „Bänderung“ bezeichnete Struktur mit ähnlicher Anordnung der Lagen nicht beobachtet wird, so ist es höchst wahrscheinlich, daß die Bänderung aus der Firnschichtung entstanden ist.

Das zuletzt angeführte Argument scheint mir sehr zwingend und wurde auch von E. Richter besonders betont, der wie die meisten heutigen Gletscherforscher die hier vertretene Ansicht teilt. Besondere Stütze erfährt dieselbe übrigens durch die Mitteilungen, welche

H. F. Reid machte, der am Unteraar- und am Fornogletscher besonders gut (auch 1899) den Übergang von der Schichtung zur Bänderung in allen Einzelheiten verfolgen konnte.

Warum aber tritt gerade am Fuße von Eisbrüchen die Struktur am deutlichsten auf, warum zeigt sie sich am schönsten hinter Vorsprüngen der Gehänge oder am Eintritt in Talverengerungen? Mir scheint, auch auf diese Fragen ist die Antwort leicht zu geben. Wo das Gletscherbett enger wird, da müssen besonders am Rande die Schichten stärker aufwärts gebogen werden; sie erfahren eine stärkere Auswalzung; die blauen und weißen Bänder werden dünner, rücken näher aneinander und zeigen deshalb die Struktur der Gletschermasse besonders schön.

Der Eisbruch ist die Folge einer starken Vergrößerung, die das Gefälle des Gletscheruntergrundes erfährt. Die Eismasse des Gletschers muß, um sich der Talform anzubequemen, stark gebogen werden, und die löffelartig ineinander liegenden Schichten der Gletscherzunge, die Bänder, machen diese Biegung natürlicherweise mit. Die oberflächlichen Schichten des Eises, welche bei der Biegung die größte Verlängerung erfahren, werden, weil sie dieselbe nur in beschränktem Maße ertragen können, zerklüftet und bilden daher ein wildes Durcheinander von Zacken, Pyramiden und Nadeln. Während ihrer Bewegung über den Gefällbruch kommen die Eismassen rasch in tiefere Regionen, wo die Abschmelzung einen bedeutend höheren Betrag ausmacht, als am oberen Ende der Kaskade, und da die zerrissenen oberen Schichten des Gletschers der Einwirkung der abschmelzenden Agentien eine bedeutend größere Angriffsfläche darbieten, als die zusammenhängende Gletscheroberfläche, so sind am Fuße des Eisbruches diese Oberflächenschichten verschwunden. Nun aber muß, da eine Verminderung des Gefälles eintritt, die Eismasse in entgegengesetztem Sinne gebogen werden wie vorher. Das Längsprofil der Gletscherzunge ist unterhalb des Sturzes nach oben konkav, während es beim Beginn desselben nach oben konvex gekrümmt erscheint. Die Folge davon ist, daß nun auf kurze Entfernung eine größere Anzahl von Bändern auf der Gletscheroberfläche ausmündet als in wenig geneigten Teilen der Zunge; es tritt ein ähnlicher Zustand ein wie am Gletscherende, wo die steile Oberfläche des Abschwunges ebenfalls eine große Anzahl der Bänder schneidet und die Ogiven in schönster Weise zur Erscheinung bringt.

Zur Veranschaulichung des hier geschilderten Vorganges habe ich an die früher verwendete Form ein nach abwärts gekrümmtes Ausflußrohr angesetzt, das einen halbkreisförmigen Querschnitt hat und oben durch einen flachen Deckel verschlossen werden kann. Wird in der früher beschriebenen Weise Wachs durch dieses Rohr aus der Form herausgepreßt, so muß es die Gestalt des Rohres annehmen, also auch die dem Eisbruche entsprechende doppelte Gefällsänderung durchmachen. Fig. 31 (a. f. S.) zeigt ein auf diesem Wege erhaltenes Preßstück aus geschichtetem rotem und weißem Wachs. Wenn man nun, um den Einfluß

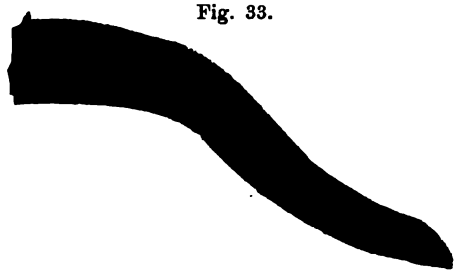
der Abschmelzung zur Darstellung zu bringen, vorsichtig die obersten Partien wegmodelliert, so wird das anfangs durchweg gleich dicke Preßstück nach unten zu immer dünner, und gleichzeitig zeigt sich, daß die neue, durch die „Ablation" erzeugte Oberfläche am Fuße des Gefällbruches in der Tat eine viel größere Zahl von Wachsschichten schneidet (Fig. 32). Ein Bild eines Längsdurchschnittes durch diese modellierte Gletscherzunge gibt Fig. 33; sie zeigt deutlich, wie der Neigungswinkel der Gletscheroberfläche gegen die Lagen der Bänder bestimmend auf die Anzahl der pro Längeneinheit auftretenden Ogiven wirkt.

Fig. 31.

Fig. 32.

Mit diesen Ausführungen halte ich das Vorkommen schön ausgebildeter Ogiven am Fuße von Eiskatarakten für zwanglos erklärt. Man bedarf dazu nicht der Annahme einer „Fluidalstruktur" oder besonderer Druckwirkungen, wie sie von Forbes, Tyndall u. a. gemacht wurde.

Fig. 33.



Die Struktur, welche an regenerierten Gletschern und an Lawinenkegeln beobachtet wird, ist wohl nur auf die Entstehung dieser Gebilde zurückzuführen und bedarf zu ihrer Erklärung ebenfalls keiner besonderen Druckverhältnisse. Während der Zeit, die zwischen zwei aufeinanderfolgenden Niederbrüchen der oberen, vorgeschobenen Eismasse

verstreicht, wirkt auf die untere Masse des regenerierten Gletschers die Abschmelzung. Die stark zerkleinerte, pulverisierte Masse, die anfänglich viel Luft eingeschlossen hielt und daher weiß erschien, wird allmählich dichter und luftärmer, sie geht in bläuliches, klares Eis über, das durch die nachstürzenden Trümmer der weiteren Abschmelzung entzogen wird. Häufig wird bei dem Absturze des Eises auch Grundmoräne mitgerissen, die dann, ebenfalls zertrümmert und über die Oberfläche des regenerierten Gletschers verteilt, zu einer deutlichen Trennung der Masse desselben in einzelne Schichten wesentlich beiträgt. Die herabgestürzte Gletscherzunge, welche ihren ursprünglichen Zusammenhang vollständig verlor, ihre natürliche Schichtung ganz aufgegeben hat, erhält auf diese Weise eine neue Schichtung, die während der Weiterbewegung des Eises ganz ebenso zu den löffelförmigen Bändern ausgewalzt wird wie die Firnschichtung im ungestörten, von der Randkluft bis zum Zungenende völlig zusammenhängenden Gletscher. Ein ausgezeichnetes Beispiel eines solchen geschichteten, regenerierten Gletschers stellt der Supphellaebrae im Sognefjord in Norwegen dar; die im Tale liegende Eismasse entsteht durch Eisstürze über eine mehrere hundert Meter hohe Wand. Am Abschwung laufen die Schichten horizontal, gegen innen fallen sie mit wachsendem Neigungswinkel ein (Richter).

Bei den Lawinenkegeln ist die Ursache der Schichtung eine ganz ähnliche. Da diese Gebilde nicht auf einmal zustande kommen, sondern durch zeitlich manchmal recht weit voneinander getrennte Abrutschungen von Schneemassen in steilen Rinnen, so sind dieselben Bedingungen gegeben wie bei der Bildung der Firnschichten, und weil die Oberfläche des Lawinenkegels die entstandenen und bewegten Schichten am Fuße des Kegels günstiger schneidet als weiter oben, so können auch hier die Bänder als Ausläufer der Schichtung recht deutlich auftreten.

Der im Vorausgehenden gegebenen Erklärung der Bänderung, der verschiedenen „Strukturen", die das Gletschereis besitzt, stehen einige Beobachtungen, die Tyndall beschreibt, widersprechend gegenüber. Danach war an einer Stelle des Aletschgletschers, sowie an einem Eisbruche nahe der Firngrenze des Gornergletschers die Schichtung fast senkrecht von der „Struktur" geschnitten. Die Darstellung der Erscheinung am Aletschgletscher, welche Tyndall nach einer am Ort von seinem Begleiter Prof. Ramsay gemachten Skizze gibt, zeigt eine Spaltenwand mit der Bänderung, durch welche hindurch parallel zum oberen Spaltenrand einige ziemlich scharf markierte, stellenweise unterbrochene Linien ziehen. Sie erinnern lebhaft an die den Strandlinien vergleichbaren Spuren, welche der allmählich in der Spalte versinkende Winterschnee an den Spaltenwänden hinterläßt. Die Möglichkeit, daß sich Tyndall in der Deutung seiner Beobachtung geirrt haben kann, wie er selbst bemerkt, scheint mir Wirklichkeit zu sein.

Am Gornergletscher war die Situation der kritischen Stelle derart, daß an den Stirnseiten der Terrassen des Eissturzes die Schichtung des

Firnes prachtvoll zu sehen war; „sie lief in parallelen und horizontalen Linien längs der verwitterten Oberfläche. Das Schneefeld oberhalb des Falles ist eine gefrorene Ebene, glatt wie ein geschützter See. Die aufeinanderfolgenden Schneefälle lagern sich mit großer Regelmäßigkeit ab, und auf der Höhe des Eissturzes sind zum ersten Male die einzelnen Teile des Firnfeldes bloßgelegt, daher ihre eigenartige Schön-

Fig. 34.

heit und Klarheit.“ Tyndall ging, die Gefahr nicht achtend, welche die dem Herabfallen nahen, schwankenden Blöcke boten, dicht an die Stelle heran, entfernte die verwitterte Eiskruste und fand darunter die wirkliche, „geaderte Struktur“, die fast im rechten Winkel die Ebenen der Schichtung schnitt.

Diese Beobachtung ist allerdings schwerlich mit der hier gegebenen Darstellung in Einklang zu bringen; sie steht aber völlig vereinzelt da und nur in losem Zusammenhange mit einer häufiger gesehenen Über-

lagerung des gebänderten Eises mit geschichtetem Schnee, bei welchem die Schichten horizontal und fast senkrecht zu den Bändern verlaufen. Ein derartiger Fall wurde auch gelegentlich der Zusammenkunft von Gletscherforschern 1899 am Rhonegletscher gezeigt. Fig. 34 gibt ein Bild des Befundes nach einer von S. Finsterwalder aufgenommenen Photographie. Das gebänderte Eis, dessen Schichten bei der Bewegung im Firnbecken allmählich gebogen wurden, ist nahe an der Firngrenze noch mit frischem, dem vorhergehenden Winter entstammendem Schnee überdeckt, der deutlich die horizontale Schichtung zeigt. Die räumliche Anordnung jungen Schnees, der der Abschmelzung im Laufe kurzer Zeit verfällt und in den niedrigsten Lagen der Firnmulde auf die Gletscheroberfläche geriet, konnte, eben weil er nur sehr vorübergehend einen Bestandteil des Gletschers bildet, bei der Bewegung des Eises keine weitere Änderung erfahren. Solche diskordante Überlagerungen sind auf die Schwankungen zurückzuführen, welche die Firnlinie in einzelnen Jahren erfährt.

Häufig beobachtet man an der Gletscheroberfläche, daß die Bänder blasenreichen, weißen Eises, besonders wo sie in der Bewegungsrichtung verlaufen, eine weitere Unterteilung in dünnere „Blätter" erfahren. Das Auftreten dieser Blätter führte zu der Vorstellung, daß während der Bewegung des Eises dasselbe derart gequetscht wird, daß eine der Druckschieferung vergleichbare Erscheinung resultiert und daß längs der Trennungsflächen der Blätter Differenzialverschiebungen eintreten, aus denen sich die eigentliche Gletscherbewegung ergibt. Dabei ist vorausgesetzt, daß die Trennungsflächen der Blätter durchweg scharf ausgeprägt sind und die Festigkeit der Eismasse in denselben stark abgeschwächt ist, weil die feine Staubschicht, die zwischen den einzelnen Blättern eingebettet ist, die Kohäsion vermindert, also die Verschiebbarkeit begünstigt. Nun haben Versuche, welche ich über die innere Reibung geschichteten Eises anstellte, ergeben, daß durch die Beimengung feinen Staubes, der zwischen den Schichten liegt, die innere Reibung ebenso wie bei Eiszement, der aus Sand und Eis gemischt und festgefroren war, wesentlich größer wird als für reines Eis. (Vgl. S. 19.) Ich glaube deshalb, daß die Verschiebbarkeit an den Trennungsflächen der Schichten im allgemeinen nicht größer sein wird als in den inneren Teilen der Bänder und Schichten.

Der Staub, der, vom Winde verweht, auf dem Firn abgelagert wird, bildet keinen völlig zusammenhängenden Beleg der Schneeoberfläche. Jedes einzelne Staubkorn (vielleicht auch stellenweise Anhäufungen) wird ein kleines Schmelzwännchen im Firnmantel erzeugen, und die neu anfallenden Schneekristalle können an den Wandungen dieser Wännchen ansetzen und so schließlich dazu führen, daß die Staubteilchen einzeln oder zu Klümpchen vereinigt in das Innere von Gletscherkörnern eingeschlossen werden — ein Vorkommnis, das (nicht nur von mir) mehrfach beobachtet wurde. Daß die Staubteilchen eine schichten-

weise Anordnung haben und dieselbe auch während der Eisbewegung behalten, ist trotzdem leicht einzusehen. Kommen die Ränder dieser Schichten mit den Eisbändern zutage, so daß wie am Gletscherrande oder nahe an der Mittelmoräne die Schichtflächen fast vertikal stehen, so werden die Stäubchen wegen ihrer dunkleren Färbung die Wärmestrahlen in höherem Maße absorbieren als das benachbarte Eis und auf diese Weise zur Entstehung der Blätter in den einzelnen Bändern des Eises führen, welche den „Wagengeleisen" ihr charakteristisches Aussehen geben; denn in den mit Staub besetzten Ebenen werden sich kleine Schmelzwasserkanäle bilden, zwischen denen Lagen von fast oder völlig staubfreiem Eise aufragen.

Nur direkt an der Gletscheroberfläche zeigen sich diese Unterteilungen der Bänder, die Blätter; schlägt man ein Stück Eis, das über einen Dezimeter unter die Oberfläche dringt, aus dem Gletscher so heraus, daß seine Breitseiten senkrecht zur Richtung der Bänder stehen, so erscheint im durchgehenden Lichte nichts von der Fortsetzung der oberflächlichen kleinen Schmelzwasserrinnen.

Die von Hagenbach-Bischoff beobachtete Anordnung der Gletscherkörner in den blauen Bändern wird verständlich, wenn man sich erinnert, daß diese aus den oberflächlichen, der Schmelzung unterworfenen Firnschichten hervorgehen. Während der Umbildung wachsen schon an der ursprünglichen Lagerstätte die größeren Schneekörnchen auf Kosten ihrer kleineren Nachbarn, und da die Abkühlungsfläche die Firnoberfläche ist, so mag dabei eine gewisse Orientierung der größeren Körner bewirkt werden, deren obere Grenzflächen in kleinerem Umkreis eine Ebene bilden. Neu auffallende dünne Schneeschichten erfahren die gleiche Umbildung durch ihre ganze Masse und vereinigen sich mit den älteren zu einer Lage klaren Eises, das geschichteten, einer Zyklopenmauer ähnlichen Aufbau zeigt.

Außer den blauen und weißen Bändern, die aus der Firnschichtung hervorgegangen sind, enthält an vielen Stellen die Eismasse der Gletscherzunge blaue und weiße Eisschalen eingebettet, deren Orientierung von der Bewegung des Eises unabhängig erscheint.

So entstehen Einlagerungen von blauem Eis, wenn Wasser in Spalten eindringt, welche während der Bewegung sich teilweise wieder schließen und keinen Abfluß gewähren. Im Laufe der Zeit gefriert das Wasser, von der Oberfläche anfangend, gegen die Tiefe hin. Die Spaltenwände bilden die Abkühlungsflächen, und die Eiskristalle sind so orientiert, daß ihre Achsen gegen die Mitte der Spalte gerichtet sind. In kleineren Wasserlöchern, die als letzte Reste solcher Spalten erscheinen, findet man deshalb die Oberfläche des neu gebildeten Wassereises von einem Aussehen, wie es der Boden eines Weidenkorbes zeigt.

Fällt aber Schnee in solche, sich schließende Spalten, so wird derselbe allmählich in Eis umgeformt, und dieses erscheint weiß wegen der großen Lufthaltigkeit seines Ursprungsmaterials.

Siebenter Abschnitt.

Eis und Fels.

Verwitterung; Gletscherschliffe; Schlammführung des Gletscherbaches. Erosion in größerem Maße. Moränen. Anordnung, Entstehung, Klassifikation derselben. Alluvionen des Gletscherbaches.

Mit dem Namen Moränen bezeichnen wir heute nach dem Vorgange von L. Agassiz allen Schutt, der auf, in oder unter dem Gletscher transportiert und von diesem seiner Bewegung und Abschmelzung entsprechend abgelagert wird. Man kann also zwei Hauptgruppen unterscheiden: bewegte und abgelagerte Moränen, und dieselben nach besonderen Gesichtspunkten weiter klassifizieren. Bevor wir aber diese Unterscheidungen weiter verfolgen, wollen wir uns Klarheit verschaffen über die Herkunft des Schuttmateriales, aus dem die Moränen bestehen.

Schon eine oberflächliche Betrachtung der Gesteinstrümmer, die wir auf oder unmittelbar neben dem Gletscher finden, lehrt uns, daß wir es mit Bruchstücken zu tun haben, die zum Teil von der Felsumrahmung des Eisstromes stammen. Sowohl die zackigen Felsen der obersten Begrenzung des Firnbeckens als die der Talwandung sind beständiger Verwitterung ausgesetzt. Die Schmelzwasser der dünnen Schneedecke, welche zeitweilig auf diesen Felsen lagert, dringen in das Gestein ein; durch die häufig sehr bald eintretende Temperaturerniedrigung werden sie zum Gefrieren gebracht; die entstehenden (mikroskopischen) Eiskristalle nehmen einen größeren Raum ein als das Wasser, aus dem sie hervorgegangen sind — sie üben eine Sprengwirkung aus, deren Folge die Bildung zahlloser kleiner und großer Risse im Fels und die allmähliche Lostrennung einzelner Bruchstücke desselben ist. An schneefreien Felsen der Hochregion führen die Temperaturerniedrigungen zunächst zu einer Kondensation des in der umgebenden Luft enthaltenen Wasserdampfes. Das Wasser dringt in das Gestein ein und beim Gefrieren werden feine Staubteilchen abgesprengt, deren Menge, wie A. Blümcke zeigte, der benetzten Oberfläche proportional ist. Auf diesen Verwitterungsvorgang ist hauptsächlich die Existenz des Staubes

zurückzuführen, welcher sich auf den Firnflächen ablagert und die Grenzflächen der Firnschichten kennzeichnet. Bei 300 maligem Gefrieren, wie es im Laufe eines Jahres stattfinden kann, liefert eine Granitwand von 1 ha über 5000 kg Staub, welcher hinreichen würde, um 5 ha Firn schwarz zu färben. Wo aber, wie an den Grenzen der Firnflecken und der Schneefelder, durch Insolation und Luftwärme größere Wassermengen produziert werden, die an den Felsen herabrinnen, da wird sich die Verwitterung nicht nur auf die Erzeugung von Staub beschränken, sondern, wie oben erwähnt, zur Absprengung größerer Fragmente führen. Je häufiger Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt auftreten können, um so kräftiger wird sich die Frostwirkung geltend machen. Deshalb sind auch in der Regel die Südabhänge der Gipfel und Grate in den Alpen und im Kaukasus wesentlich stärker verwittert und viel steiler, als die Nordhänge, an denen während eines großen Teiles des Jahres die Temperatur nicht über den Eispunkt steigt. Nord- und Südabfall der zentralen Ötztaler Gruppe, der Monterosagruppe, des Zentralkaukasus geben sehr lehrreiche Beispiele für diese Erscheinung. Diese mechanische Verwitterung kann wohl für die Hochgebirgsregion fast als der alleinige Lieferant von Schutt angesehen werden; denn die Gesteinstrümmer sehen alle so frisch aus, daß sie kaum eine Spur von chemischer Einwirkung erkennen lassen.

Felstrümmer, die bei dem Verwitterungsprozeß auch die Unterlage verlieren, stürzen in die Tiefe. An den Wandungen des Tales bilden sie Schuttkegel von verschiedener Ausdehnung — je nach der Größe des Sammelgebietes, aus dem die Gesteinsfragmente durch eine Felsrinne herunterkommen.

Was von der Firnumrahmung abwittert, fällt auf die Firnoberfläche; frisch fallender Schnee überdeckt die Felstrümmer, welche mit diesem langsam gegen den Boden der Firnmulde herabsinken, wo sie, in das Eis eingebacken, mit der demselben eigenen Geschwindigkeit weiter zu Tale wandern.

Sie bleiben stets an der Unterfläche des Gletschers und bilden den ursprünglichen Bestandteil der Grundmoräne. Sie kommen mit der Felsunterlage des Eisstromes in unmittelbare Berührung und bearbeiten dieselbe in ähnlicher Weise, wie die auf Papier oder Leinwand aufgekitteten Schmirgelkörner Metalle schleifen und polieren. Das Gletscherbett zeigt uns, wo es vom Eise frei wird, allenthalben am festen Gestein die Spuren der Bearbeitung, die es durch die Riesenfeile des auf seiner Sohle mit eingekitteten Steinen ausgestatteten Gletschers erfahren hat. Wir sehen vielfach am anstehenden Fels, über den vor mehr oder minder langer Zeit das Eis bewegt wurde, nahezu parallele, in der Bewegungsrichtung des Eises verlaufende Furchen eingegraben, und wo die Lage der Gesteinsschichten und ihre Härte dem tieferen Eindringen der schrammenden und kratzenden Geschiebe besonderen

Widerstand bieten, beobachten wir glatt polierte, gerundete Felsen, die als Gletscherschliffe bezeichnet werden. Aber auch die transportierten Gesteinstrümmer erfahren eine Bearbeitung; sie werden zerkleinert und von den härteren Partien des Felsens, über den sie hinweggetrieben werden, selbst poliert, geschrammt und gerundet. Die beständige Zertrümmerung, die sich so an der Unterfläche des Gletschers abspielt, liefert feinen Sand und Schlamm, die als Schleif- und Poliermittel bei der gegenseitigen Bearbeitung zwischen Geschiebe und Fels eine Hauptrolle übernehmen. Sie werden vom Wasser, das unter dem Gletscher fließt, weggeschwemmt und sind die Ursache der Trübung, welche den Gletscherbach kennzeichnet. Je nach ihrer eigenen Größe und dem Gefälle, das dieser besitzt, werden sie auf größere oder geringere Entfernungen mitgerissen, um an Stellen geringer Neigung oder auf nahezu horizontalen Böden als Alluvionen des Gletscherbaches abgelagert zu werden. Je kleiner die Körner, je feiner der Schlamm, um so weiter entfernt vom Gletscherende kommen sie zur Ablagerung, und die kleinsten mikroskopischen Teilchen werden Hunderte von Kilometern weit fortgeführt, wobei sie den Flüssen, die hauptsächlich Gletscherwasser führen, ihre charakteristische Färbung geben.

P. A. Øyen stellt über die Schlammführung von Gletscherbächen nach den Angaben verschiedener Forscher folgende Tabelle zusammen:

	Pro m³ Wasser g
Alaska, Muir Glacier	12 980
Grönland, Isortok-River	9 744
Grönland, Alangordlek	2 374
Island, Jökulsá bei Breidamerkrsand	1 876
Justedalsbraen, Langedalsbrae	523
Hardangerjökel, Isdalskaak	345
Jotunheim, Leira	92

Dieselbe zeigt, daß die größte Schlammführung den aus den stärkst vergletscherten Gebieten stammenden Wasserläufen zukommt; je ausgedehnter die Vergletscherung, um so stärker ist also auch die Bearbeitung der Felsunterlage; um so größer darf man wohl auch im allgemeinen die Geschwindigkeit des Eises voraussetzen. Über die Größe der durch die Schlammführung der Gletscherbäche beurkundeten jährlichen Abtragung gibt Øyen folgende Zusammenstellung:

	Millimeter
Vatnajökull (Island)	0,647
Justedalsbraen (Norwegen)	0,079
Goldhötindgegend	0,054

Der Schlammgehalt ist übrigens mit der Jahreszeit veränderlich; er erreicht (in den Alpen) während der Monate Juli und August sein Maximum. Dollfuß fand 1841 bis 1845 am Ausgang der Aare aus dem Unteraargletscher im Mittel der vier Jahre für diese Monate 142 g pro m^3 Wasser; bei 1,15 Millionen m^3 Wasser pro Tag macht dies 163 000 kg oder etwa 60 m^3 Gneisgranit in zerriebenem Zustande aus. Der jährliche Abtrag darf nach A. Heim auf höchstens 6000 m^3 angesetzt werden, entsprechend einer durchschnittlichen Erniedrigung des Bettes um 0,15 mm.

H. F. Reid, der die Messung am Muirgletscher ausgeführt hat, gibt die Größe des jährlichen Abtrages im Gebiete dieses Gletschers zu $^3/_4$ Zoll = 19 mm an.

Die Messungen des Gehaltes an festen Stoffen führte Reid für verschiedene Tiefen der Muirbucht aus. Seine Ergebnisse liefern folgende Mittelwerte:

Entfernung vom Gletscherende m	Tiefe m	g/Ltr.	Entfernung vom Gletscherende m	Tiefe m	g/Ltr.
750	0	0,05	850	0	0,09
	18	5,28		9	6,32
	55	9,13		28	7,28
	110	12,98		55	7,38
	186	12,77		92	7,93
				138	10,88
1570	0	0,07		179	7,61
	18	4,56			
	55	6,16	2000	0	0,53
	92	7,41		154	6,57
	154	7,21	2900	0	0,23
				37	2,94
				101	4,23

Man sieht, daß an den dem Gletscherende und der submarinen Einmündung des Gletscherbaches nahe gelegenen Lotungsstellen die Schlammführung in der Tiefe am bedeutendsten ist. Je weiter man sich vom Gletscher entfernte, um so kleiner wurde der Sedimentgehalt pro Liter Wasser in der Tiefe, um so größer der an der Oberfläche. Das im Salzwasser aufsteigende Gletscherschmelzwasser hat eine gleichmäßigere Verteilung des Schlammes herbeigeführt. Man darf an der Mündung des Gletscherbaches mehr als 13 pro Mille Schlammgehalt annehmen.

Daß tatsächlich während der Sommermonate die Gletscherbäche eine größere Menge Schlamm transportieren als in den übrigen Jahreszeiten, geht deutlich aus den Messungen hervor, welche Baëff 1890

täglich mit dem Wasser der Arve bei Genf, F. A. Forel 1886 monatlich mehrmals mit dem der Rhone oberhalb des Genfersees vorgenommen haben.

	Rhone			Arve		
	Gelöste Substanz g/m³	Schlammgehalt		Schlammgehalt		Gelöste Substanz Tausend Tonnen
		g/m³	Tausend Tonnen	g/m³	Tausend Tonnen	
Januar	230	65	8,0	334	27,0	20,7
Februar	230	80	7,3	5	0,1	7,6
März	250	164	24,1	46	2,1	12,0
April	255	590	127,0	94	9,3	23,0
Mai	250	1525	605,3	253	48,2	36,8
Juni	230	1520	1013,5	815	187,4	41,1
Juli	215	1570	1392,8	358	88,6	49,6
August	190	230	128,6	670	221,1	51,5
September	180	400	124,4	114	20,9	41,1
Oktober	185	1050	321,4	—	—	—
November	192	150	28,5	45	5,9	36,1
Dezember	—	—	—	46	0,9	11,4
Jahresmittel annähernd	210	620	—	240	—	30

Der Schlammgehalt dieser aus den großen Gletschergebieten der Schweiz gespeisten Flüsse ist also sehr bedeutend. Im Genfer See, dem großen Klärbecken, verliert die Rhone den größten Teil ihrer festen Stoffe. Bei Lyon führt sie nur mehr 59 *g* solcher auf 1 m³ Wasser und enthält außerdem 145 *g* gelöster Substanz pro m³. Die mächtigen Zuflüsse, welche der Fluß nach seiner Läuterung vom Norden her erhält, sind nicht imstande, seinen Gehalt an suspendierten festen Stoffen auf den früheren Betrag zu erhöhen. Daß in den Alpen in der Tat von den Gletscherbächen die stärkste Schlammführung stammt, lehrt der wesentliche Unterschied in der Färbung dieser trüben Wasser gegenüber den klaren Bächen, welche aus nicht vergletscherten Gebieten stammen und trotz großen Gefälles nur geringe Mengen fester Stoffe losreißen können. Ihre Wassermenge hilft die trübende Substanz der Gletscherbäche auf ein größeres Wasserquantum zu verteilen; das geht ja auch schon aus dem mit der Entfernung vom Gletschertor abnehmenden Schlammgehalt hervor.

Ähnlich wie die Baëffschen Messungen wurden die von G. Greim am Jambach in Galtür (Silvrettagruppe) ausgeführt. Während der Zeit von 1897 bis 1900 wurde wöchentlich eine Wasserprobe von 100 ccm auf ihre Schlammführung untersucht. Die Mittelwerte aus durchschnittlich 16 Einzelbeobachtungen pro Monat ergaben:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	
73	67	51	71	60	74	198	150	138	71	60	68	g/m³

an suspendierter und gelöster Substanz.

Unter Berücksichtigung der Schwankung in der Wassermenge des Baches findet Greim als gesamten Schlammtransport:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
250	205	277	281	673	1744	5538	3187	2573	670	347	247

Jahr: 16019 Tonnen.

Bei gleichmäßiger Verteilung dieser Schlammmenge über das ganze Einzugsgebiet des Pegels würde diese einem jährlichen Abtrag von 0,113 mm entsprechen. Das ist außerordentlich wenig; doch muß beachtet werden, daß der Schutt- und Sandtransport auf dem Boden des Bachbettes bei den Greimschen Messungen nicht berücksichtigt wurde.

Die Veränderungen des Schlammgehaltes mit der Jahreszeit sind natürlich auf den Wechsel der Wassermenge zurückzuführen; die großen Wassermassen im Sommer sind viel transportfähiger als die kleinen des Winters, ebenso wie die großen Ströme relativ mehr feste Substanz mitführen als die kleinen. Auf dieselbe Ursache ist es zurückzuführen, daß der Schlammgehalt der Gletscherbäche von Jahr zu Jahr starke Änderungen zeigt. So fand Duparc für vier Glotscher des Montblancgebietes:

	August	
	1890 g/m³	1891 g/m³
Tourgletscher	243	31
Argentière	535	139
Mer de Glace	483	452
Bossousgletscher	2287	385

und Øyen in einem norwegischen Gletscherbache 547 g/m³ am 28. Juli und 36 g/m³ am 29. Juli 1891.

Rechnet man für den 39 km² großen Unteraargletscher mit einem jährlichen Schlammtransport des Gletscherbaches, der, wie oben angegeben, 6000 m³ festen Gesteins gleichkommt, und setzt man das Erosionsgebiet desselben = 30 km², so würde sich ergeben, daß zur Erzeugung des feinen Schlammes allein in rund 6000 Jahren der Gletscher sein Bett um 1 m erniedrigen müßte, daß also die durch den Gletscher bewirkte Abtragung trotz seiner viel geringeren Geschwindigkeit mindestens ebenso groß ist, als die vom Wasser hervorgerufene. Nach neueren Messungen dauert es bei der Iller 5430, beim Lech 3889, bei der Isar 4200, beim Inn 5100, bei der Salzach 4800, bei der Reuß 4100 und bei der Kander 2600 Jahre, bis das ganze Flußgebiet durch Wassererosion um 1 m erniedrigt würde.

Aber die von Dollfuß gefundene Zahl ist außerordentlich klein; der Gletscherbach transportiert nicht nur den Schlamm, der bei den Wasserproben leicht aufgenommen werden kann, sondern auch noch eine große Menge grobkörnigen Sand, der am Bachbett hingetrieben wird und weniger leicht bei den Untersuchungen der Menge fester, vom Wasser mitgeführter Bestandteile in Rechnung gezogen werden kann. Messungen solcher Geschiebemengen können nur mit Hilfe von Stauwehren ausgeführt werden, welche in Gletscherbäche eingebaut sind. Aus dieser Schwierigkeit erklärt es sich, daß bisher keine derartige Messung vorgenommen wurde.

Man darf jedoch als sicher annehmen, daß selbst der Betrag der vom Gletscherbach transportierten kleinsten und kleinen Beimengungen relativ viel größer ist als der anderen Wasserläufen entsprechende, d. h. daß der Gletscher wesentlich rascher an der Vertiefung seines Bettes arbeitet als das fließende Wasser.

Erosion. Würden die von der Firnumrahmung stammenden Felsbruchstücke nur zerkleinert und führten sie nur die Schleifarbeit aus, deren eben gedacht wurde, so könnte wohl kaum eine derart zusammenhängende Schuttdecke auf dem Gletscherboden vorhanden sein, wie sie vor jedem im Rückgange befindlichen Gletscher wahrzunehmen ist und durch ihre reichlichen geschrammten Bestandteile ihre Herkunft von der Unterseite des Gletschers verrät. Wir müssen noch eine weitere Entstehungsursache für den auf der Gletschersohle bewegten Schutt suchen und betrachten zu diesem Zwecke die Bedingungen, unter denen das mit Fels in Berührung kommende Eis des Gletschers steht, etwas näher.

Wie die Messungen in Bohrlöchern ergaben, ist die Temperatur des Gletschereises an allen Stellen die Schmelztemperatur, welche den gegebenen Drucken entspricht. Steigert sich an irgend einer Stelle der Druck, z. B. beim Umfließen eines Bewegungshindernisses, so wird ein Teil des Eises an dieser Stelle infolge des Überdruckes schmelzen; die Temperatur des Gemisches von Wasser und Eis wird um einen gewissen Betrag herabgesetzt; auch die Temperatur des Bewegungshindernisses, eines Felsstückes, in welches das entstandene Schmelzwasser eindringt, wird etwas erniedrigt, und nachdem der Druckausgleich stattfand, der ursprüngliche Druck wieder hergestellt wurde, wird die Schmelzwassermenge wieder fest und führt zu einer Zerklüftung der Unterlage des Gletschers. Wegen der Druckschwankungen, welchen das Eis an der Gletschersohle unterworfen wird, finden an derselben Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt statt, deren Folge eine Verwitterung des Gesteins unter dem Gletscher ist, die auf der ganzen Unterseite auftritt, also in noch größerer Ausdehnung wirksam ist als die Verwitterung an den schnee- und eisfreien steilen Felsgraten des Firnbeckenrandes.

Diese Verwitterung an der Gletschersohle führt zur Lostrennung

einzelner Trümmer des anstehenden Felsens, und sowohl das bewegte Eis, als die in dasselbe eingebackenen Gesteinstrümmer, die aus höher gelegenen Gebieten des Gletscherbettes stammen, werden die abgerissenen Stücke weiter abwärts transportieren. Je größer die Geschwindigkeit des Eises ist, um so rascher wird der Transport erfolgen, um so mehr wird die frei gewordene Felsoberfläche den Angriffen der Verwitterungsfaktoren ausgesetzt sein, um so mehr wird ein langsames und stetiges Ausreiben des Felsens stattfinden. Diese Erosionstätigkeit des Gletschers ist eine Hauptquelle des Schuttmateriales, das auf der Gletschersohle weiterbewegt wird und dessen Anordnung vor und neben einem zurückweichenden Eisstrom uns Kenntnis gibt von der Größe des Gebietes, das derselbe zur Zeit einer größeren Ausdehnung okkupiert hatte.

Es ist ein besonderes Verdienst von Finsterwalder und Blümcke, daß sie durch eine sorgfältige Experimentaluntersuchung zeigten, wie sich der Erosionsvorgang vollzieht. Nach der von Blümcke angegebenen Methode zur Bestimmung der Frostbeständigkeit von Baumaterialien wurden Sandstein von unbekannter Herkunft und dunkelgrüner Schiefer aus dem Pfitschtale untersucht. Die Probestücke ließ man in Eis einfrieren; dann wurden sie bei Temperaturerniedrigung und Druckänderung von 80 bis 1 Atm. mehrmals zum Auftauen und Gefrieren gebracht. Es zeigte sich eine gut meßbare Gewichtsabnahme, und insbesondere ergab sich, daß die Frostwirkung, welche durch Druckverminderung herbeigeführt wurde, quantitativ von der durch bloße Temperaturerniedrigung erzeugten nicht wesentlich verschieden ist, daß die Löslichkeit des Materiales im Wasser nur nebensächlichen, die Druckwirkung des Eises allein (ohne gleichzeitige Aggregatzustandsänderung) verschwindenden Einfluß auf den Materialverlust hat. Aber auch qualitativ ist die Erscheinung die gleiche: erst regelmäßiges Abfrieren feinen Staubes, später unregelmäßiges Abblättern und Abbröckeln gröberer Teile.

Die Möglichkeit der Verwitterung am Grunde des Gletschers ist also dann vorhanden, wenn im Aggregatzustande des Eises wiederholter Wechsel eintreten kann. Aus den Temperaturmessungen ist aber bekannt, daß insbesondere auch in der Nähe der Gletschersohle Schmelztemperatur herrscht. Der vom Eise bedeckte Fels kann an seiner äußersten Grenze auch nur diese Temperatur haben, und es ist daher einleuchtend, daß die durch zeitweisen Überdruck hervorgerufenen Temperaturänderungen, die ein teilweises Schmelzen von Eis und ein darauffolgendes Wiedergefrieren des Schmelzwassers veranlassen, eine allmähliche Zerklüftung des Gesteins zur Folge haben müssen; die Bedingungen für eine erodierende Tätigkeit des Gletschers sind gegeben!

Um ein Maß für die Größe der Erosion zu erhalten, welche während eines Gletschervorstoßes in diesem Gebiete stattfindet, hat Baltzer im Jahre 1892, als ein Wachsen des Untergrindelwaldgletschers erwartet

wurde, Bohrlöcher bis zu 2 m Tiefe in Fels ausführen lassen, welche mit farbigem Ton ausgefüllt wurden. Tiefe und Position der einzelnen Löcher wurden genau bestimmt und in eine Karte des Schliffbuckelgebietes, die mit Höhenkurven von 10 zu 10 m gezeichnet ist, eingetragen. Nachdem der Gletschervorstoß abgelaufen und durch die überwiegende Abschmelzung das zeitweilig vereiste Gebiet wieder bloßgelegt ist, wird eine Nachmessung genügenden Anhalt zur Bestimmung des Maßes der Erosion geben. Bis dahin werden nun allerdings, nachdem der Untergrindelwaldgletscher während der jüngsten Vorstoßperiode gestreikt hat, noch verschiedene Jahrzehnte vergehen.

Ein Versuch, die Erosionsgröße zu bestimmen, wurde 1903 von mir unternommen. Die große Mittelmoräne des Hintereisferners, welche nahe der Firngrenze am Fuße der Langtauferer Spitze durch die Vereinigung des Hauptgletschers und des Langtauferer Zuflusses entsteht, erhält ihr Schuttmaterial zum großen Teil aus der schuttführenden Wand, welche die beiden Gletscherzuflüsse trennt. Die Ausmündung dieser Wand kann am Rücken der Moräne fast durch deren ganze Länge verfolgt werden (vgl. S. 195). Ich ließ nun in 2600 m Höhe längs einer Strecke von 20 m zu beiden Seiten dieser Ausmündungslinie den Moränenschutt vollständig wegräumen, so daß ein schuttfreier Streifen von 4 bis 5 m Breite vorhanden war, in dessen Mitte die Spur der Schuttwand verlief. Nach Ablauf von neun Tagen (darunter vier Tage mit Neuschnee) war durch Abschmelzung die Eisoberfläche um 20 cm erniedrigt, wie an einem eigens für diesen Zweck aufgestellten Ablationspegel gemessen wurde. In derselben Zeit kam von der Schuttwand eine Gesteinsmenge von 60 bis 100 dm^3 zum Ausschmelzen. Denken wir uns dieselbe gleichmäßig über die 4 m^2 der abgeschmolzenen Eiswand verteilt, so finden wir, daß auf den m^2 dieser Eiswand mindestens 15 dm^3 Schutt treffen. Da die schuttführende Eiswand aus zwei Eislagen gebildet wird, welche dem Firngebiet der beiden Gletscherzuflüsse als Bodenschichten angehörten, so müßte vom Boden des Firnbeckens jeder m^2 der Gletschersohle 7,5 dm^3 Schutt aufnehmen. Nimmt man die Grundgeschwindigkeit an den zugehörigen Stellen im Firnbecken zu nur 4 m an und berücksichtigt man, daß 1 m^2 der Schuttwand höchstens 1,5 m^2 jeder der beiden Bodenschichten im Firn angehören, so ergibt sich, daß pro Jahr der Abtrag auf der Grundfläche des Firnes mindestens 2 cm Gestein ausmacht. Die Genauigkeit dieses Resultates ist allerdings nicht besonders groß, da die Bestimmung der ausgeschmolzenen Schuttmenge etwas unzuverlässig ist. Im Jahre 1904 wird man einen wesentlich größeren Betrag derselben mit größerer Sicherheit messen können. Ich bemerke jedoch ausdrücklich, daß die der vorstehenden Rechnung zugrunde liegende Angabe von 60 dm^3 für die in der kurzen Beobachtungszeit von 1903 erhaltene Schuttmenge als ein Minimalmaß anzusehen ist.

Fraglich könnte zunächst erscheinen, ob wirklich die in der Schutt-

wand enthaltenen Gesteinsfragmente dem Boden des Firnbeckens entstammen und nicht etwa von der Felsumrahmung des letzteren, hier von den Hängen der Langtauferer Spitze kommen. Die nähere Prüfung zeigt aber, daß als Ausgangsstelle der Stromfäden, welche an der Untersuchungsstelle ausmünden, das vollständig verfirnte, über 3200 m hoch gelegene Gratstück anzusehen ist, welches von der Langtauferer Spitze nach Osten zieht. Wollte man hier eine derart intensive Verwitterung unter dem Firn annehmen, daß dies Gratstück als Ursprungsstätte des Schuttes angesehen werden kann, so hätte man einerseits mit einer sehr bedeutenden jährlichen Erniedrigung des Grates zu rechnen und andererseits wäre auch damit anerkannt, daß unter dem Firn beständige Verwitterung des Gesteins stattfindet. Es erscheint mir deshalb vollständig gerechtfertigt, den Inhalt der Schuttwand ausschließlich als Grundschutt anzusehen und damit die jährliche Vertiefung des Gletscherbettes im Firn auf mindestens 2 cm zu veranschlagen.

Ein zweiter Versuch, die Erosionsgröße am Hintereisferner zu bestimmen, lieferte einen fast ebenso großen Wert; darauf komme ich S. 198 zurück.

Das sind meines Wissens alle Experimente, welche zur Beantwortung einer für die Beurteilung der erdgestaltenden Arbeit der Gletscher überaus wichtigen Frage bisher gemacht wurden. Einer Nachahmung der Erosionstätigkeit der Eisströme unter den in der Natur vorhandenen Bedingungen in einem unserer gut eingerichteten mechanischen Laboratorien dürften kaum unüberwindliche Hindernisse entgegenstehen. Alle Versuchsbedingungen könnten dabei in verschiedenster Weise abgeändert werden; Temperaturen, Drucke, Geschwindigkeiten wären weit besser als in der Natur selbst zu bestimmen. Es scheint mir eine für die Gletscher- und Eiszeitforschung höchst dankenswerte Aufgabe, die Frage auf dem angedeuteten Wege anzugehen und damit die experimentellen Daten einwandsfrei und weit früher zu liefern, als es die Gepflogenheiten des Untergrindelwaldgletschers erwarten lassen.

Nach den bisherigen Ausführungen kann es nicht zweifelhaft erscheinen, daß außer der Schleifwirkung, welche die vom Eise eingeschlossenen Bruchstücke der Firnumrahmung auf den Untergrund des Gletschers ausüben, auch die Lostrennung größerer Stücke vom gewachsenen Fels erfolgt. Die Klüftbarkeit und die Schieferung der Gesteine sind dem Eindringen der unterkühlten Schmelzwasser in die Fugen günstig; an den Stellen, die besondere Hindernisse für das abwärtsströmende Eis bieten, also an allen Vorsprüngen des Gesteins müssen auf der Stoßseite bedeutende Überdrucke auftreten, unter deren Einwirkung die Lockerung des Gefüges und schließlich der Transport abgebröckelter Stücke sich vollzieht. Beim Übergang der Eismasse aus dem weiten Firnbecken in die Gletscherzunge, also da, wo das von allen Seiten herbeiströmende Eis einer gemeinsamen Bewegungsrichtung sich

Fig. 35.

Heß, Die Gletscher. Friedr. Vieweg & Sohn.

Geschliffene Felsen am Untergrindelwaldgletscher.

Links unten Hohlkehlen und Glättung, darüber splitternde Erosion; ganz oben wieder geglättet. Höhe ca. 35 m.

Nach einer Photographie von A. Baltzer.

anbequemt, müssen wegen der bedeutenden Störung, die die Bewegung erfährt, sowohl in der Eismasse selbst, als besonders auf dem Boden starke Druckänderungen häufig eintreten. Hier muß auch wegen der gesteigerten Bewegung die Zerstörung des Felsmateriales eine sehr bedeutende sein, denn die intensive Verwitterung schafft beständig neue Angriffspunkte für die schleifende und aushebende Tätigkeit des Gletschers. Auch am oberen Rande und am Fuße von Gletscherstürzen findet in den untersten Eisschichten eine bedeutende Änderung der Bewegung statt, die vielfache Druckschwankungen und daher auch verstärkte Erosion zur Folge haben muß. Es ist selbstverständlich, daß die Größe der Erosion wesentlich abhängig ist von der Härte des Gesteins, von der Stellung seiner Schichten gegenüber der Bewegungsrichtung des Gletschers, von der Geschwindigkeit und damit auch von der Mächtigkeit des Eisstromes. Wo die Schichtflächen ungefähr senkrecht zur Stoßrichtung liegen, werden sie poliert; es tritt schleifende, glättende Erosion ein; wo aber die Schichtflächen gegen die Bewegungsrichtung unter einem solchen Winkel einfallen, daß das Eis die Fugen anpacken kann, werden mehr oder minder große Gesteinstrümmer losgebrochen; es tritt splitternde Erosion ein. Beide Fälle, welche schon von F. Simony unterschieden wurden, hat A. Baltzer in prächtigen Abbildungen zur Darstellung gebracht, welche er in dem Gletscherschliffgebiete aufnahm, das dem Untergrindelwaldgletscher vorgelagert ist und von demselben zu Zeiten hohen Gletscherstandes überdeckt wird. Eine dieser Abbildungen ist hier wiedergegeben (Fig. 35); sie wird besser, als es Worte vermögen, den Unterschied beider Erosionsarten erläutern. Man bemerkt insbesondere, daß die Grenzen zwischen glättender und splitternder Erosion sich genau an die Gesteinsart und die Schichtfugen halten, und daß die Schichtfugen selbst in dem Gebiete der splitternden Abtragung recht deutlich hervortreten. Diese erfolgt da, wo an Stelle des massigen, grobbankigen Kalkes schiefriger Kalk sich einstellt, und ferner dort, wo das Gefüge des Gesteins durch Fältelung und Clivage gestört ist. In einzelnen Fällen beobachtete Baltzer im Schliffbuckelgebiet des unteren Grindelwaldgletschers Defekte bis zu 1 m^3, die durch aushebende Tätigkeit des Eisstromes entstanden. Gneis, Glimmerschiefer, Phyllite, schiefriger Verrucano, schiefrige Triasgesteine, Oxfordschiefer und schiefrige Kalke des Malm, Berriasschiefer, Knollenkalk, Aptienmergel, Flysch sind, ihrer Struktur entsprechend, der splitternden Erosion besonders unterworfen, während diese in geringem Maße oder gar nicht zu erwarten ist bei den massigen Eruptivgesteinen, den massigen Kalken und Dolomiten der Trias, dem Kieselkalk des Lias, den kompakten Kalken des Malm, dem Kieselkalk und Schrattenkalk der Kreide.

Über den Einfluß der Geschwindigkeit des bewegten Eises auf die Größe der Abtragung des Gesteins kann natürlich vorläufig nur auf allgemein physikalischen Grundlagen geurteilt werden. Man

wird danach wohl annehmen dürfen, daß an den Stellen stärkster Geschwindigkeit auch die Erosion am bedeutendsten ist, wenn das Gestein auf der ganzen Gletschersohle in gleicher Weise den Angriffen des großen Schleifapparates ausgesetzt ist.

Gebiete besonders großer Geschwindigkeit sind die Region der größten Dicke des Eisstromes, die Stellen, welche kurz oberhalb der Talstufen liegen, über welche er mit mehr oder minder starker Zerklüftung hinabstürzt, und die Strecke stärkerer Neigung an einer solchen Stufe. An allen diesen Stellen muß wegen der rascheren Bewegung unter sonst gleichen Verhältnissen die Erosion eine beträchtlichere sein als da, wo der Gletscher relativ dünn über gleichmäßig geneigten Boden fließt.

Bearbeitung des Gletscherbettes. Ein Gletscher arbeitet demnach in dem Gebiete der maximalen Geschwindigkeit an einer beständigen Tieferlegung seines Bettes und bei Eisbrüchen an einer Verringerung der Neigung derselben. Der ausgehobelte Schutt wird mit dem Eise talab transportiert und nahe dem Ende, wo auch wegen des verringerten Druckes und der verminderten Bewegung der Abtrag kleiner ist, abgelagert. Das Ergebnis der erodierenden Tätigkeit wird demnach bei einem Alpengletscher eine zunehmende Verflachung des Gletscherbettes sein, soweit das Gebiet der Zunge in Betracht kommt; dagegen wird vom oberen Rande des Firngebietes an bis herunter in die Zone maximaler Bewegung die Erosion zunehmen, weil die Geschwindigkeit wächst, und deshalb muß die Neigung im Firngebiete allmählich größer werden.

Anordnung des Schuttes. Nach dem, was bisher angeführt wurde, können wir zwei Entstehungsarten des Schuttes unterscheiden: 1. durch Verwitterung am Rande des Gletschers — Randschutt, und 2. durch Verwitterung am Grunde — Grundschutt. Um die Anordnung des Schuttes auf und in dem Eise zu verstehen, betrachten wir die Bewegung des Gletschers als eine Strömung. Wir nehmen an, daß ein Eisteilchen, das im Firn als Niederschlag angefallen ist, längs einer Stromlinie im Gletscher fortbewegt wird, bis es auf der Oberfläche der Gletscherzunge schmilzt. Benachbarte Eisteilchen sollen benachbarte Stromlinien beschreiben und Eisteilchen, welche ursprünglich am oberen Rande des Firnbeckens waren, sollen stets an der Grenze desselben, also dem Boden benachbart bleiben. Setzen wir stationäre Bewegung des Gletschers voraus, so werden Form und Lage der Stromlinien stets dieselben bleiben. Keine Stromlinie kann vom Innern der Eismasse auf deren Grund kommen und umgekehrt. Auf diese Weise wird jeder Punkt der Firnoberfläche mit einem Punkt der Zungenoberfläche durch eine innerhalb der Eismasse verlaufende Stromlinie verbunden, welche im Firn in den Gletscher unter einem gewissen Winkel eintritt, auf der Zunge denselben verläßt. Die Firnfläche ist auf der Zungenoberfläche eindeutig abgebildet und die Firnlinie geht bei dieser

Abbildung in sich selbst über. Der Umrandung des Firnfeldes entspricht die Umrandung der Zunge. Fig. 36 diene zur Erläuterung dieser Abbildung, welche im Abschnitt „Theorie der Gletscherbewegung“ ausführlicher behandelt wird. Setzen wir in Anlehnung an S. Finsterwalder für die nächstfolgenden Betrachtungen voraus, daß der Gletscher stationär und stetig sei, so kann bei einem Gletscher, dessen ganze Oberfläche ein einfach zusammenhängendes Gebiet ist (d. h. daß jede zwei Randpunkte verbindende Linie die Oberfläche in zwei Teile zerlegt), kein Schutt ins Innere der Eismasse gelangen. Was am Rande des Firnfeldes abwittert, fällt auf die Firnoberfläche und bleibt bei stationärer Bewegung auf dem Grunde des Gletschers, bildet also einen Bestandteil der Grundmoräne. Was am Rande der Gletscherzunge abwittert, fällt auf die Zungenoberfläche und wird auf dieser forttransportiert. Da die Bewegungslinien am Rande stranden, so wird die zum Rande senkrechte Komponente der Bewegung durch den nachdrängenden Schutt aufgehoben, und der Randschutt ordnet sich auf der Gletscherzunge zu einem Walle, Seitenmoräne, der so lange parallel dem Rande verläuft, bis er an Stellen gelangt, wo die Neigung des Gehänges seine Vermengung mit der Grundmoräne oder der Gletscherbach seine Abfuhr ermöglicht. Die Bildung der randlichen Obermoränen hängt also ganz von der Form der Talwände ab, welche den Gletscher begrenzen (Fig. 37).

Fig. 36.

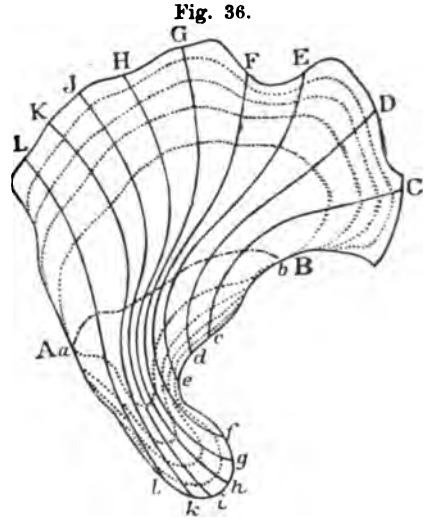
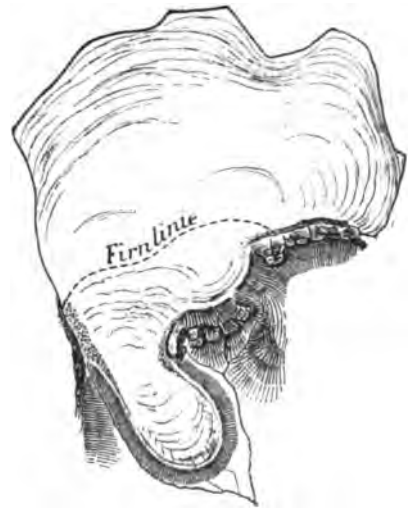


Fig. 37.

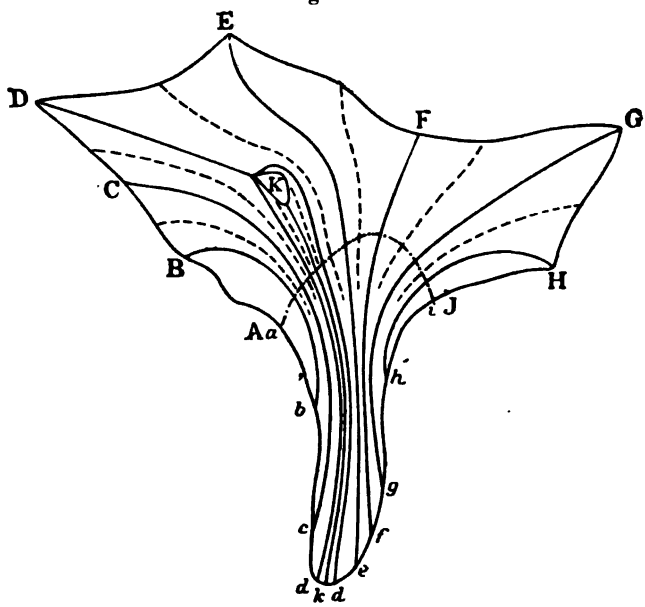


Bildung randlicher Obermoränen (Seitenmoränen).

Ist die Gletscheroberfläche nicht mehr einfach zusammenhängend, treten in ihrem Innern eisfreie Inseln auf, so wird die Abbildung des

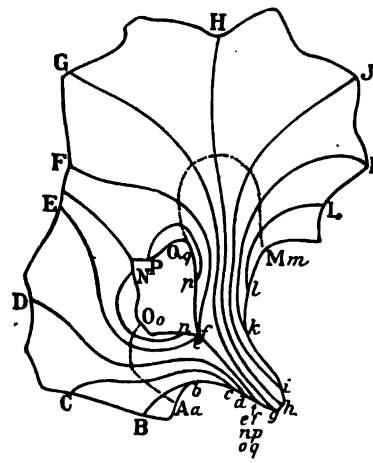
Firngebietes auf das Zungengebiet, welche durch die Stromlinien gegeben ist, nicht mehr stetig. Ist K in Fig. 38 eine Insel im Firnfeld,

Fig. 38.



so gibt es eine vom Rande von K ausgehende, nach der Firnumrahmung (bei D) gehende, bis zum Grunde reichende Trennungsfläche von der Beschaffenheit, daß ursprünglich in ihr vereinigte Eisteilchen im Laufe der Bewegung getrennte Wege gehen. Die Umgrenzung der Insel K bildet sich zwischen den Punkten d, d des Gletscherrandes in k ab. Der am Rande produzierte Schutt muß, den Stromlinien folgend, auf den Grund des Gletschers gelangen.

Fig. 39.



Wenn aber die Insel ganz oder teilweise im Abschmelzgebiet liegt, so werden die an ihrer Umrandung austretenden Stromlinien Schutt vom Grunde zum Rande transportieren, es muß Grundmoräne austreten, und da sich dieselbe auf der Insel nicht beliebig anhäufen kann, so wird seine Abfuhr am abschmelzenden Rande der Insel mittels seitlicher Obermoränen in ähnlicher Weise besorgt, wie dies vorhin für den Rand

der Gletscherzunge erläutert wurde. Am unteren Ende der Insel, wo sich die Bewegungslinien von beiden Seiten vereinigen, wird der Schutt als Mittelmoräne auf der Oberfläche des Gletschers weiter befördert bis zu einer gewissen Stelle des Gletscherrandes (Fig. 39). Die auf diese Weise entstandenen Mittelmoränen enthalten außer dem Randschutt der Insel notwendigerweise auch Grundmoräne, also gekritztes und geschrammtes Material. Der Schuttinhalt einer solchen Moräne bleibt im Verlaufe der Bewegung stets derselbe; der Schuttstrom, den sie darstellt, ist tief, wo er gleichzeitig schmal und langsam fließt, er wird seicht, wo er sich verbreitert und seine Geschwindigkeit wächst. Das Innere der Eismasse muß aber bei dieser Art der Mittelmoränen schuttfrei bleiben; sie können nur reine Oberflächenmoränen sein.

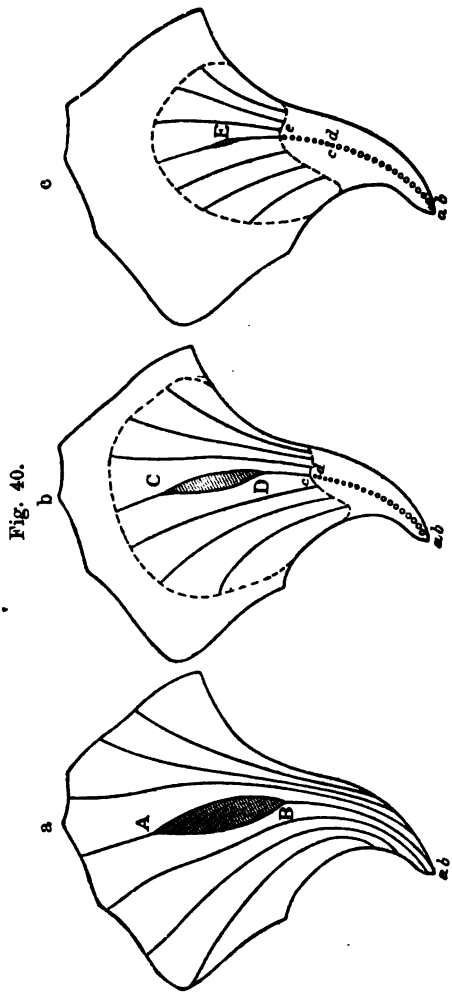


Fig. 40. Umfließen eines vom Eise verdeckten Hindernisses.

Anders wird die Beschaffenheit der Moränen, welche durch den von einem umflossenen Hindernis stammenden Schutt zusammengesetzt werden, wenn dieses als eisfreie Insel die Firnoberfläche durchbricht oder doch so beträchtlich über den übrigen Gletscherboden emporragt, daß das Eis es nicht mehr überfließen kann. Denken wir uns den Gletscher durch flache, aus lauter Stromlinien gebildete Schalen in einzelne Schichten zerlegt, etwa so, daß die Grenzpunkte der Stromlinien im Firn und auf der Zunge den Linien der Querteilung der Längsstreifen angehören, aus welchen zusammengesetzt wir den Gletscher ansehen. Es tritt dann beim Umfließen des Hindernisses zunächst in der Grundschicht (Fig. 40 a) eine Stetigkeitsunterbrechung auf, da die

bei *A* benachbarten Eisteilchen getrennt und bei *B* wieder vereinigt werden. Ein solches Umfließen findet auch noch in einer höheren Schicht, wenn auch in geringerem Maße statt (Fig. 40 b), und schließlich kommt eine Schicht, in welcher keine Unterbrechung der Stetigkeit mehr vorkommt (Fig. 40 c). Ist nun ausschließlich der Rand des Gletschers schutterzeugend, so tritt durch ein solches Umfließen eines Hindernisses keinerlei Änderung im Schutttransport ein; denn die Stromlinien der höheren Schichten kommen zwar am Hindernis mit dem Boden, nicht aber mit dem Schutt liefernden Rande in Berührung — sie können also keinen Schutt in das Innere der Eismasse bringen. Wenn aber auf dem Grunde selbständig Schuttproduktion stattfindet, so muß notwendigerweise Schutt ins Innere des Eises gelangen, weil Stromlinien, die im Innern des Gletschers verlaufen, mit dem Grunde in Berührung kommen und danach wieder im Innern der Eismasse weiter ziehen. Von der abwärts gelegenen Kante *BDE* des Hindernisses geht eine Fläche von vereinigten Stromlinien aus, die als schuttführende Wand im Innern des Gletschers bis zum Grunde verläuft. An der Oberfläche des abschmelzenden Gletschers macht sie sich als schuttführende Linie, als Mittelmoräne bemerkbar. Diese Mittelmoräne hat nur Grundmoränenmaterial; ihr Schuttinhalt ist nicht auf die Oberfläche beschränkt, sondern reicht bis auf den Grund. Deshalb ist ihr oberflächlicher Schuttinhalt nicht konstant wie bei der reinen Mittelmoräne, sondern er nimmt gegen

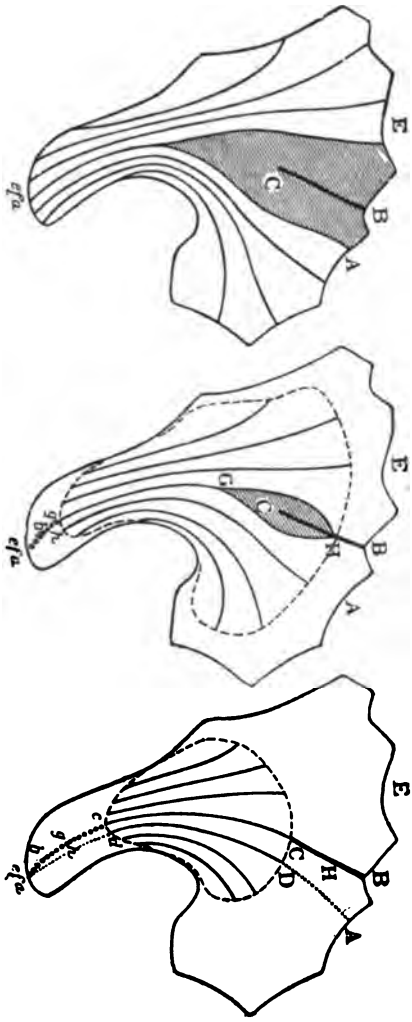


Fig. 41. Umfließen eines Felsastes *BC*.

das Gletscherende hin in dem Maße zu, wie die Ablation weiter fortschreitet.

In noch größerem Maße findet die Unterbrechung der Stetigkeit statt, wenn das umflossene Hindernis über die Firnoberfläche als Insel emporragt, oder wenn starke einspringende Winkel der Firnumrahmung, Felsäste und dergleichen vorkommen. Von der unteren Seite eines solchen Hindernisses wird stets eine Innenmoräne, eine schuttführende Wand von Stromlinien ausgehen, die durch Vereinigung zweier Scharen früher am Grunde verlaufender Stromlinien gebildet sind. Der Schuttinhalt der Innenmoräne besteht nun aus Rand- und Grundschutt, da die zur Vereinigung kommenden Stromlinien zum Teil auch von der Umrandung des Firnfeldes bzw. der Insel ausgehen. Diese Art der Moränenbildung ist durch Fig. 41 illustriert.

Finsterwalder gibt für die Richtigkeit seiner oben dargelegten Anschauung über die Entstehung der Innenmoränen im Anschlusse an seine Theorie einen Beleg, indem er darauf verweist, daß viele Mittelmoränen bei mindestens gleich bleibender, wenn nicht zunehmender Dicke der Schuttdecke eine beträchtliche Verbreiterung erfahren. So ist die große Mittelmoräne des Hochjochferners

in	1250 m	Entfernung	vom	Ende	und	2790 m	Höhe	0 m	breit
„	1000 m	„	„	„	„	2750 m	„	7 m	„
„	800 m	„	„	„	„	2720 m	„	12 m	„
„	600 m	„	„	„	„	2690 m	„	16 m	„
„	400 m	„	„	„	„	2660 m	„	20 m	„
„	200 m	„	„	„	„	2620 m	„	30 m	„
„	0 m	„	„	„	„	2580 m	„	50 m	„

In ähnlicher Progression steigt die Breite der großen Mittelmoräne des Hintereisferners, des Unteraargletschers (vgl. Karte bei Agassiz) und anderer. Seitdem Finsterwalder seine Abhandlung über den Vernagtferner veröffentlichte, gelang ihm aber auch die Deutung einer Erscheinung, die wohl vielen Gletscherforschern schon aufgefallen war. Man beobachtet nämlich meist genau auf dem Rücken der Mittelmoränen verlaufende Streifen von geringer Breite (0,5 bis 1 m), die sich von ihrer Umgebung durch breiigen Zustand unterscheiden. Der frisch ausschmelzende Schutt, welcher der Schuttwand der mit der Mittelmoräne verbundenen Innenmoräne entstammt, hat nämlich einen Überzug von Staub und Grus, der mit dem entstandenen Schmelzwasser den Brei bildet. Dieser auf solche Weise gekennzeichnete Streifen, der sich längs der ganzen Mittelmoräne verfolgen läßt, ist die Spur der Schweißnaht der beiden Gletscherzuflüsse auf der Oberfläche des Gletschers. Auf dem Unteraar-, Hintereis-, Hochjochgletscher konnte sie Finsterwalder nachweisen. Man sieht sie auch an jeder kleinen Innenmoräne, die im Randgebiet der Gletscher zum Ausschmelzen gelangt. Um auch in einer vertikalen Fläche die Spur der Schuttwand, welche den Gletscher durchzieht, zu sehen, schlug die am Rhonegletscher 1899 versammelte Gletscherkonferenz vor, einen Stollen quer durch eine große

Mittelmoräne anzulegen. Auf einfachere Weise gelang es, das Vorhandensein auch dieser Spuren in den Wänden der großen Spalten nachzuweisen, welche den Eisrücken der Mittelmoräne des Hintereisferners bei seiner Vereinigung mit dem Kesselwandferner durchsetzen.

Fig. 42.

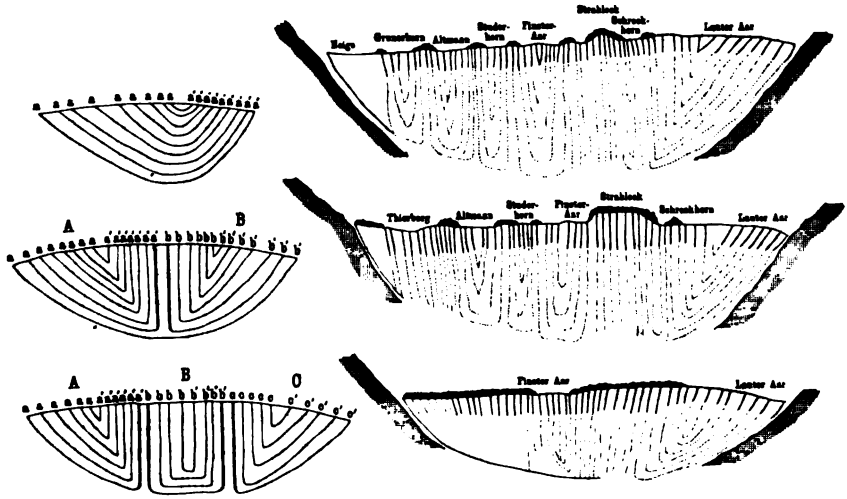
Spaltenwand mit Naht vom Hintereisferner.

Fig. 42 gibt ein Bild dieser Schweißnahtspur, der auf der Oberfläche des Eisrückens genau der breiige Streifen zugeordnet ist. Die aus der Schuttwand ausschmelzenden Steine sind Grundmoränenmaterial, das

vielfach recht deutlich die Spuren seiner Begegnung mit dem festen Gestein an der Gletschersohle trägt. Alle Steine von länglicher oder plattiger Form liegen mit ihrer Längs- bzw. Breitseite in der Ebene der Schweißnaht und schmelzen hochkant gestellt aus. Sie markieren, soweit sie in solch unnatürlicher Stellung noch halb im Eise stecken, auf weite Strecken die Naht.

Die Spaltenwände in der Hintereisfernermoräne zeigen übrigens außer der Naht recht deutlich die Bänderung. Die Naht selbst erscheint als ein stark mit Schmutz durchsetztes Blauband, und links und rechts von ihr sieht man die fast parallelen Streifen, welche den Bändern in den beiden Teilen des Gletschers entsprechen. Vor dem Zusammenflusse sind in beiden Gletschern die Bänder in Lagen, welche als dem Talboden nahezu parallel bezeichnet werden können. Etwa 100 m nach der Vereinigung von Kesselwand- und Hintereisferner kann

Fig. 43.



man an zwei großen Spalten bemerken, daß die Naht und die ihr benachbarten, durch Grundmoränenschlamm sehr gut gekennzeichneten Bänder immer mehr vertikal gestellt werden, je weiter der Weg ist, den die ursprünglich getrennten Eismassen gemeinsam zurücklegen und je mehr sich dabei der Einfluß des Kesselwandferners geltend macht. Die Bänder beider Zuflüsse bleiben stets voneinander getrennt; deshalb beobachtet man auch auf jedem Zufluß selbständige Ogivensysteme. Es findet bei der Vereinigung zweier Gletscherarme ein Aufbiegen der Schichten statt — das ist durch das Auftreten der Naht zur Genüge bewiesen. Damit ist aber auch die Vorstellung, welche sich Agassiz von der Anordnung der Schichten in einem zusammengesetzten Gletscher machte, als richtig anerkannt. Fig. 43 gibt eine Zeichnung

Agassiz' wieder, die, aus dessen Atlas zum „Système glaciaire" übernommen, ohne weitere Erläuterung verständlich ist.

So gibt uns die Finsterwaldersche Erklärung über die Entstehung der Innenmoränen, auf deren Vorhandensein zuerst Forbes aufmerksam machte, nicht nur den Schlüssel zum Verständnisse der Erscheinung, daß Grundmoränenmaterial ein ziemlich großer Bestandteil vieler Obermoränen ist, was zuerst C. de Seue an den Justedalsbraeern bemerkte und seitdem auch unter anderen von Brückner, Penck und Zittel festgestellt wurde, sondern sie erlaubt uns einen tiefen Einblick in die Makrostruktur zusammengesetzter Gletscher.

Wenn aber an den Rändern vieler Gletscher Moränenzüge zum Ausschmelzen gelangen, die ohne Zweifel von Bewegungshindernissen herstammen, die unter der Firnoberfläche verdeckt liegen, Moränen, welche nicht nur am grönländischen Binneneis und den Plateaugletschern Norwegens, sondern auch an zahlreichen Alpengletschern beobachtet wurden, so ist damit meines Erachtens auch bewiesen, daß der Gletscher auf seiner Unterseite nicht nur den anstehenden Fels kratzt und schleift, sondern größere Bruchstücke desselben abzuheben und fortzutransportieren vermag, die Verwitterung unter Eis losgesprengt hatte. Dann ist ein direkter Beweis für eine „Erosion in großem Maße" vorhanden und aus der Größe des Schuttinhaltes solcher Innenmoränen kann ein annähernd sicherer Schluß auf den Betrag der Erosion gezogen werden, sobald die Bewegungs- und Abschmelzungsverhältnisse der in Frage kommenden Gletscher genügend genau bekannt sind.

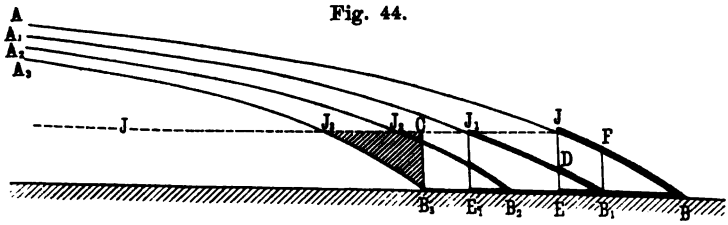
Betrag der Erosion. Unter den Innenmoränen des Hintereisferners ist eine, die nach meiner Meinung ihren Ursprung an Felsgebilden hat, welche unter der Firndecke verborgen sind. Es ist diejenige, deren Ausgehendes auf der von Blümcke und mir für das Jahr 1894 gezeichneten Karte des Gletschers durch den Schneestreifen dargestellt ist, der die mit den Höhenzahlen 2444, 2500 und 2556 m markierten Punkte enthält. Im Sommer 1903 war ihr oberster Ausläufer sehr schwach; von der Höhe 2330 m (entsprechend 2357 m von 1894) wurde die Schuttmenge reichlich und bildete bis zum Gletscherrande ein schmales Dreieck von 330 m Länge. Ich ließ längs der oberen 160 m den Schutt in Haufen von ca. 0,5 m^3 zusammenschlichten; die Schätzung der in diesem oberen Viertel des Dreieckes enthaltenen Schuttmenge ergab mindestens 18 m^3; der Schuttinhalt der ganzen Obermoräne wäre also, gleiche Dichte der Schuttdecke nach unten zu vorausgesetzt, mindestens 72 m^3. Da die ausgeschmolzenen Gesteinstrümmer gegen den Gletscherrand hin größer sind und dichter beisammen liegen, als weiter oben, so stellt diese Zahl von 72 m^3 sicher ein Minimalmaß für den Schuttinhalt dieser Moräne dar. Um nun zu finden, wie groß die Fläche der Schuttwand ist, aus der diese Schuttmenge stammt, stelle ich folgende Betrachtung an.

Es sei AB (Fig. 44) die Oberfläche des zunächst als stationär an-

gesehenen Gletschers, der eine Schuttwand führt, deren oberer Rand mit JJ bezeichnet ist. Solange der Gletscher im Mündungsgebiete JB der Innenmoräne mit der mittleren Geschwindigkeit v sich bewegt, wird jährlich eine Schuttmenge auf seiner Oberfläche abgelagert, welche in der Fläche $v.h$ der Schuttwand enthalten war, wenn h die Höhe der letzteren, also ungefähr die Entfernung von JJ bis zur Gletschersohle B_3B ist. Wenn der Böschungswinkel klein ist, so bleibt die Schuttmenge mehrerer Jahre auf dem Eise liegen. Ist aber der Winkel, mit dem die Eisoberfläche gegen den Horizont einfällt, groß, so wird sich ein Teil des Schuttes wallartig am Gletscherende bei B ablagern.

Sobald der Gletscher nicht mehr stationär ist, sondern schwindet, so daß seine Oberfläche der Reihe nach durch A_1B_1, A_2B_2, A_3B_3 dargestellt erscheint, wird anfänglich ein Teil des auf der Eisfläche abgelagerten Schuttgehaltes der Innenmoräne im Moränengebiet vor dem zurückweichenden Eise, der andere Teil auf der neuen Eisoberfläche abgelagert. Je mehr der Gletscher schwindet, um so geringer ist die noch auf Eis liegende, aus der Zeit des stationären Standes stammende Schuttmenge, und wenn, wie bei der Lage A_3B_3 der Gletscheroberfläche, die Einsenkung über dem Ende B_3 des Gletschers einen Betrag

Fig. 44.



erreicht hat, der so groß oder größer als die Höhe der Schuttwand ist, so kann der auf dem Eise liegende Schutt nur aus dem Dreieck J_3B_3C der ehemaligen Schuttwand stammen. Dieser Fall liegt bei der erwähnten Innenmoräne des Hintereisferners vor. Die Höhe der Schuttwand kann annähernd gleich der am Quellpunkt J_3 der Innenmoräne vorhandenen, auf 70 m zu veranschlagenden Eisdicke gesetzt werden. Die Fläche J_3B_3C wird für diesen Fall 11000 m². Auf 1 m² der Schuttwand kommen demnach ca. 6,5 dm³ Schutt. Die mittlere Oberflächengeschwindigkeit im Bereiche der ausgeschmolzenen Innenmoräne betrug nach freundlicher Mitteilung des Herrn Blümcke 18 m (für 1901 bis 1902), die mittlere Querschnittsgeschwindigkeit drei Fünftel davon, also 11 m pro Jahr. Die Schuttwand muß also jährlich 11 . 70 . 0,0065 = 5 m³ Gesteinsfragmente durch jedes oberhalb des Quellpunktes J_3 gelegene Profil des Eisstromes führen. Dieselbe Schuttmenge muß im Bereich des umflossenen Firnhindernisses alljährlich abgelöst werden. Sieht man von allen Deformationen, welche die Flächeneinheit der Schuttwand auf ihrem Wege durch die Länge des Gletschers erfährt, ab, so muß diese Schuttmenge am Felshindernis

von einer doppelt so großen, aber mit der gleichen Geschwindigkeit bewegten Eisfläche aufgenommen werden, denn die Schuttwand bildet sich aus zwei Scharen von Stromlinien, welche die beiden Flanken des Hindernisses umfließen. Es wäre dann von jedem m^2 der Gletschersohle am Felshindernis pro Jahr eine Schuttmenge von $11 . 6{,}5 : 2\ dm^3$, also $36\ dm^3$ aufzunehmen; das gibt, gleichmäßig über $1\ m^2$ verteilt, einen jährlichen Abtrag von 36 mm. Leider sind genaue Angaben über die Verteilung der Geschwindigkeit im Hintereisfirn nicht zu machen, da die Messungen für die höchstgelegenen Partien fehlen. Nimmt man an, daß das Verhältnis 1 : 2,2, das zwischen Zungen- und Firnfläche dieses Gletschers besteht, auch für Ausschmelz- und Ursprungsgebiet der Innenmoräne anzusetzen ist, so kommt man der Wirklichkeit wohl ziemlich nahe. Es müßte dann die mittlere Geschwindigkeit an den Hängen des Felshindernisses auf $11 : 2{,}2 = 5$ m reduziert werden und für die Größe des Abtrages ergäben sich 16,4 mm pro Jahr. Man könnte also beiläufig 1,5 cm als die Größe der Erosion ansehen, welche jährlich am Grunde des Firngebietes in der Nähe des Steinschlagjoches eintritt.

Nur für die Druck- und Geschwindigkeitsverhältnisse, die am Gletschergrund in dieser Gegend herrschen, kann die Zahl von 1,5 cm Abtrag näherungsweise Geltung beanspruchen. In den übrigen Teilen des Firn- und Zungenbodens werden wohl auch andere, vielleicht zwei- bis dreimal so große Beträge vorkommen.

Dieser Erosionsbetrag mag manchem mit Rücksicht auf die scheinbar geringe Mächtigkeit der Grundmoränendecke etwas groß vorkommen. In der Tat würde sich für die ganze Unterfläche des Hintereisferners von etwa $14\ km^2$, ein jährlicher Abtrag von 1,5 cm vorausgesetzt, eine Gesteinsmenge von $210\,000\ m^3$ ergeben, welche durch das Eis jährlich entfernt werden müßte. Ein Teil derselben wird im Moränengebiet liegen bleiben; ein anderer durch den Gletscherbach als Geröll, Sand und Schlamm abgeführt. Daß dieser letztere Teil durchaus nicht gering ist, dafür zeugt die Bemerkung Schlagintweits, welcher 1847 am Grunde des durch den vorgeschobenen Vernagtferner gebildeten Rofener Stausees 16 bis 25 m mächtige Geröllablagerungen beobachtete, die auf die Schlucht des Rofenbaches beschränkt waren, also durch diesen herbeigeführt und von ihm nach Ausbruch des Stausees bald wieder entfernt wurden. In der 1200 m langen, im Mittel etwa 40 m breiten, vom See verdeckten Schlucht waren also beiläufig $960\,000\ m^3$ Steine, die in der kurzen Zeit, während welcher der See bestand, aus dem Gebiete des Hintereis-, Hochjoch- und Kreuzferners herbeigeschafft wurden. Der übrige etwa $240\,000\ m^2$ messende Seeboden war zudem mit einer dicken Schicht zähen Schlammes bedeckt.

Weniger einfach, als für den Fall, daß die Einsenkung am Gletscherende die Höhe der Schuttwand übertrifft, gestaltet sich die Berechnung des Schuttinhaltes einer Innenmoräne, deren Quellpunkt nahe der Firn-

linie liegt; denn dann stammt der Inhalt der oberflächlichen Schuttdecke zum Teil aus dem oberen Streifen der Schuttwand, der (Fig. 44) die Oberfläche des Gletschers zur Zeit des stationären Standes zwischen *J* und *F* getroffen hat. In diesem Falle sind über die Dauer, während welcher die Schuttablagerung erfolgte, noch genaue Daten zu ermitteln, was allerdings meistens nicht gelingen wird. Es ergeben sich häufig sehr lange, mehrere Klimaperioden umfassende Zeiträume für die Dauer der Ablagerung. (Daraus und aus der zunehmenden Verbreiterung der Innenmoränen gegen das Gletscherende erklärt sich die starke Schuttbedeckung, welche die langen, aus vielen Zuflüssen gebildeten Gletscher besitzen, wie Aletsch-, Unteraar-, Gornergletscher, Gletscher des Karakorum.)

An Stelle der Ausmessung der auf der Gletscheroberfläche liegenden Schuttmenge tritt in solchen Fällen zur Ermittelung des Erosionsbetrages ein Experiment, wie es für die große Mittelmoräne des Hintereisferners ausgeführt wurde (vgl. S. 187).

Die Grundmoräne. Wenn die Erosion an der Ursprungsstelle der Innenmoränen auftritt, so muß dasselbe an jeder anderen Stelle des Gletscherbodens der Fall sein. Das abgewitterte Material wird dann als Grundmoräne zusammen mit dem Randschutt der Firnumrahmung weiter transportiert. Es ist klar, daß deshalb die Grundmoräne noch keine zusammenhängende Schuttdecke zu bilden braucht, die zwischen Fels und Eis von letzterem verschoben wird; ja es ist ganz wohl denkbar, daß bei der verhältnismäßig geringen mittleren Schuttdichte von nur wenigen dm^3 pro m^2 auch größere Flächenstücke des Untergrundes ganz frei von Gesteinstrümmern sind und daß an diesen das Eis glatt auf dem Fels aufruht. Daraus erklären sich vielleicht eine Reihe der widersprechenden Berichte, die den Befund einzelner Gletschersohlen beschreiben, welche auf subglazialen Wanderungen untersucht werden konnten. So behauptet J. M. Vallot, der in den Jahren 1894 bis 1897 mehrmals an einzelnen Stellen 30 bis 100 m unter dem Mer de Glace vordringen konnte und dabei nur selten Gesteinstrümmer wahrnahm, das Eis gleite auf unverletzter trümmerloser Felsunterlage dahin, eine Grundmoräne existiere nicht. Dagegen sind eine Reihe anderer Beobachtungen von Hugi, v. Haast, Forel, Simony, Chamberlin, Penck u. a. bekannt, aus welchen das Vorhandensein zahlreicher Gesteinsfragmente unter dem Eise hervorgeht. Fast immer heißt es: zwischen Eis und Fels befindet sich eine Schicht von Sand und Schlamm, in der ab und zu auch größere Trümmer sich finden. Das Vordringen unter dem Gletscher ist natürlich nur da möglich, wo durch seitlich einfließende Bäche oder den Hauptbach in Gemeinschaft mit der eindringenden Luft größere Hohlräume in Form von Gängen geschaffen wurden. Man begreift leicht, daß an derartigen Stellen das Eis nicht allerorts auf dem Untergrund aufliegt und daß Wasser und Luft domähnliche Hohlformen schaffen. Daraus den ver-

allgemeinernden Schluß zu ziehen, daß der Gletscher an allen Stellen seine Unterlage nur teilweise berührt und gewölbeartig über einzelnen Eispfeilern lagert, halte ich jedoch nicht für zulässig.

Auch darüber gehen die Berichte der Forscher auseinander, ob die untersten Eislagen Schutt führen oder nicht. In den meisten Fällen wird von einem reichlichen Schuttgehalte gesprochen. Die größeren Stücke ragen mit Ecken und scharfen Kanten aus dem Eise und schleifen und schrammen den Fels bei der Bewegung. Ich selbst habe an Randspalten und in einer kleinen Höhle, die vom Rande aus unter das Eis des Kesselwandferners zieht, sowohl Grundschutt, als in das Eis eingebackenes Material gesehen, das bis zu 1 m über dem Boden in Schichten angeordnet schien. Solche Schichtung wird insbesondere bei den Gletschern der Randzone und beim Binneneise Grönlands gefunden. E. v. Drygalski gibt mehrere gute Abbildungen davon und faßt die Grundmoräne als aus der Schichtung hervorgegangen auf; nach seiner Meinung sinkt der Schuttbestand beim Schmelzen des Eises, in das er eingebettet worden ist, zu Boden. Wie die Steine in die Schichten geraten, wenn sie nicht zuvor vom Grunde her aufgenommen werden, erläutert Drygalski nicht. Daß auf dem Grunde der Alpengletscher eine aus Schutt und Eis bestehende Schicht sich befindet, in welcher der Schutt eine dem Gletscherboden parallele Lagerung hat, läßt sich einsehen, wenn man sich erinnert, daß der Randschutt, den die Firnumgrenzung liefert, vielfach auf einer größeren Fläche den Firn deckt und daher nicht genau zwischen diesen und seine Felsunterlage kommen kann. Auf dem Inlandeis aber fehlen, wie bei den Plateaugletschern in Norwegen, die Felshänge, welche aus dem Eise emporragen und durch ihr Verwitterungsprodukt den Schuttgehalt der Grundmoräne liefern könnten. Dieser muß also von Felshindernissen herrühren, die vom Eise vollständig verdeckt sind. Wenn wir nun auch über die Gestalt des Untergrundes, auf dem das Inlandeis sich bewegt, sehr wenig wissen, so unterliegt es doch keinem Zweifel, daß derselbe keine glatte, vollkommen unangreifbare Oberfläche besitzt. Im Gegenteil, tausende und abertausende relativ kleiner Unebenheiten müssen vom Eise umflossen werden; sie geben Anlaß zur Bildung kleiner Innenmoränen und da die riesige Eismasse doch bei ihrer Bewegung sich den Formen des Untergrundes anpassen muß, so werden ihre untersten Lagen vielfache Formänderungen erfahren, bei denen auch die stetige Anordnung der in ihr enthaltenen Schuttwände häufigen Störungen unterworfen wird. Es scheint mir möglich, daß auf diesem Wege die schichtweise Anordnung des Schuttes entsteht, die auch beim Inlandeis nur den untersten Lagen zukommt.

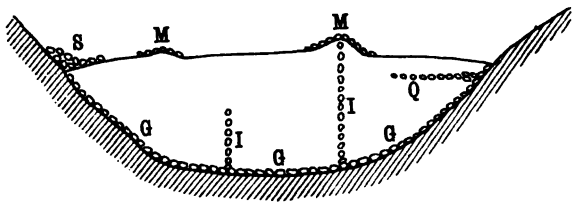
Quermoränen. Noch auf einem anderen als dem oben angegebenen Wege muß Grundmoränenmaterial vom Eise aufgenommen werden. Man beobachtet nämlich vielfach in der Nähe des Gletscherendes Schuttstreifen, welche annähernd nach dem Verlaufe der Ogiven

quer über die Oberfläche des Eises ziehen und sich ins Innere des Eises erstrecken.

S. Finsterwalder führt das Vorhandensein dieser Quermoränen auf das Auftreten von Verschiebungsklüften zurück, welche bis auf den Grund reichen. „Nachrückende Eismassen bringen im Frühjahr die noch fest mit dem Boden verbundenen, vielleicht noch angefrorenen Eispartien nicht in Bewegung, es bildet sich eine Verschiebungsfläche, an welcher das tote Eis und das bewegte aneinander grenzen. Diese führt natürlich Grundmoräne, die sich als dünne Schicht in das Eis einlagert. Später kommt auch das tote Eis in Bewegung und die Ablation fördert die eingelagerte Schicht zutage." Ich halte es auch für möglich, daß unterhalb von Eisbrüchen, wo die Eismasse nach unten konvex gebogen wird und sich Grundspalten bilden, die quer durch den Gletscher laufen, Schutt aufgenommen wird, der bei seinem Ausschmelzen als Quermoräne auftritt.

Die Gruppe der bewegten Moränen ist damit in ihren Hauptzügen zur Darstellung gelangt. Ihre Anordnung sei durch Fig. 45, welche einem idealen Querschnitt nahe am Gletscherende entspricht, veranschaulicht.

Fig. 45.



G = Grundmoräne; *I* = Innenmoränen; *M* = Mittelmoränen; *Q* = Quermoräne; *S* = Seitenmoräne.

Abgelagerte Moränen. Aller Schutt, der auf, in oder unter dem Eise befördert wird, gelangt mit dem Verschwinden des Transportmittels zur Ablagerung.

Solange ein Gletscher stationär ist, kann die Ablagerung, die nur an seinem Rande eintritt, bloß zur Bildung wallförmiger Schutthügel führen, welche den Gletscherrand umdämmen. Es entstehen die Ufer- und Endmoränenwälle, indem an den Längsufern sowohl, als an der Gletscherstirn beständig Grundmoräne unter dem Eise hervorquillt, die sich an einzelnen Stellen mit dem von den Obermoränen, den Mittel- und Seitenmoränen herstammenden Materiale mischt, wenn dieses von der ziemlich steil abfallenden Gletscherfläche abrutscht.

Schwindet der Gletscher, so hört die Bildung von Schuttwällen auf; das Material der Grundmoräne wird teilweise durch das Abschmelzen des Eises, zum andern Teil noch durch die Eisbewegung abgelagert und bildet eine ziemlich gleichförmige Decke über das eisfrei gewordene Gebiet, in welchem auch die Bestandteile der Ober-

und Innenmoränen in Streifen angeordnet als Längsmoränen in Ruhe kommen. Ein Gletscher, der längere Zeit im Rückgang befindlich ist, erscheint deshalb an seinem Ende, sowie an den seitlichen Rändern von einem nach oben zu immer schmäler werdenden Schuttfelde umgeben, durch das sich der Gletscherbach hindurchschlängelt. Dieses Moränengebiet läßt stets erkennen, welche Ausdehnung der Gletscher bei einem höheren Eisstande gewonnen hatte, denn in demselben ist die Vegetation eine weit spärlichere, als in dem niemals oder doch seit sehr langer Zeit nicht mehr vereisten Nachbargelände.

Rückt der Gletscher vor, so bewegt sich das Eis zunächst über die vorgelagerte Schuttmasse fort; dieselbe wird zur Grundmoräne, der also jetzt auch Material einverleibt wird, das vorher nie auf dem Gletschergrunde gewesen zu sein braucht, sondern Randschutt war, der auf die Oberfläche der Gletscherzunge herabfiel. Die ursprüngliche Anordnung des Schuttes im Moränenfelde geht dabei zum größten Teil verloren; die Schuttstreifen, die der schwindende Gletscher aus Innen- und Mittelmoränen ablagerte und die außer durch ihre Höhe unter Umständen durch besondere Färbung des Schuttes kenntlich waren, werden mit dem übrigen Schutt gemischt und auf eine größere Fläche verteilt. Am Rande des vorschreitenden Gletschers findet sich ein schwacher Schuttwulst, der mit dem Eise fortbewegt und beim Aufhören des Wachsens als ursprünglichster Bestandteil einer neuen Rand- und Stirnmöräne angehäuft wird. Je mächtiger der wachsende Gletscher an seinem Ende ist, um so bedeutender ist der vor ihm herwandernde Schuttwall; beim Beginn des Wachsens ist er klein, und häufig kaum zu erkennen. Erfolgt das Anwachsen sehr schnell, so wird die Bildung solcher Moränenringe erschwert; der Gletscher arbeitet dann nicht wie ein Pflug, sondern bewegt sich, ohne seine Unterlage wesentlich zu verändern, schnell über sie fort. Erst wenn eine genügend mächtige Eisdecke über ihr lagert, wird die Schuttunterlage an deren Bewegung teilnehmen.

Der vorrückende Gletscher schiebt also, hauptsächlich auf seiner Unterseite, das ihm vorgelagerte Schuttmaterial talabwärts. Er besorgt eine gewaltige Räumungsarbeit, bei welcher der während der Schwindperiode abgelagerte Schutt zusammen mit den Gesteinsfragmenten, welche von den Felswänden abgewittert und in das Moränenfeld gefallen sind, weiter in die Tiefe befördert und dort aufgestapelt werden, wo der Gletscher in seiner größten Ausdehnung sein Ende erreicht. Die gesamte Schuttmenge, welche im Bereiche des Gletschers gebildet und von diesem transportiert wird, kommt demnach im Laufe wiederholter Schwankungen an den äußersten Grenzen des Moränenfeldes zur Ablagerung. Dort muß, weil die erodierende Wirkung von kurzer Dauer und auch von geringer Intensität ist, infolge der Schuttanhäufung ein allmähliches Ansteigen der Grundmoränendecke gegen den Wall der Endmoräne sich einstellen. Das Zungenende liegt also in einer

muldenartigen Einsenkung, welche talab durch die Endmoräne begrenzt ist und talaufwärts in das etwas steiler geneigte eigentliche Gletscherbett allmählich übergeht. Bei den meisten Gletschern der Gegenwart läßt sich diese Senke, das Zungenbecken, allerdings nicht oder nur schwer nachweisen, doch ist dieselbe eine charakteristische Eigentümlichkeit der Gebiete, welche von den Gletschern der Eiszeit bedeckt waren.

Die Grundmoränendecke der eiszeitlichen Gletscher enthält häufig zwischen Zungenbecken und Endmoräne besondere Formen: langgestreckte, Rundhöckern ähnliche Hügel von elliptischem Horizontalschnitt, welche ziemlich gleich hoch sind und in der Bewegungsrichtung des Eises, vom Zungenbecken radial nach außen verlaufen. Ein Analogon zu diesen Drums oder Drumlins ist in den heutigen Gletschergebieten bisher nicht gefunden. Wir verschieben daher die eingehendere Besprechung dieser Formen in den Abschnitt über die Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher.

Endmoräne. Wo die Endmoränenwälle besonders groß und schön ausgebildet worden sind, verdanken dieselben ihre Entstehung hauptsächlich dem Umstande, daß der Gletscher längere Zeit im Hochstande stationär war. Es geht dies auch schon daraus hervor, daß diese Wälle nicht gleichmäßig hohe Ringe am unteren Ende des Moränengebietes bilden, sondern aus mehreren, durch Einschnitte voneinander getrennten Hügeln gebildet erscheinen, die zum Teil aus den Ablagerungen der Obermoränen entstanden. Diese Einschnitte gehen nicht alle gleich tief hinab. Der oder die am tiefsten herunter reichenden wurden vom Gletscherbach durchbrochen. Die Wälle der Ufermoränen, die an den seitlichen Rändern verlaufenden Fortsetzungen der Endmoränen zeigen weniger Abwechslung als die Endmoräne.

Werden innerhalb des Moränenfeldes eines Gletschers mehrere, der Endmoräne parallel verlaufende Schuttanhäufungen beobachtet, so können dieselben entweder schwachen Vorstößen, durch die der allgemeine Rückgang unterbrochen wurde, oder einem zeitweisen stationären Stande, einem Stillstande im Schwinden, zuzuschreiben sein. Es wird sich nicht immer feststellen lassen, welche dieser beiden Ursachen zur Bildung der inneren Moränenwälle führte; aber stets zeigen dieselben an, daß der Rückgang des Gletschers eine Unterbrechung erfahren hat. Zwei solche kleine Wälle wurden im Moränengebiet des Hintereisferners 1890 von Kerschensteiner und mir beobachtet. Ich habe sie seitdem auch bei anderen Gletschern der Ötztaler und Stubeier Alpen gesehen.

Besondere Moränenbildungen. Es ist bereits des weiteren ausgeführt worden, wie beim Umfließen von Felsinseln im Firn, beim Zusammenfluß zweier Gletscher Grundmoräne zur Innen- und schließlich an der Ausschmelzstelle zur Obermoräne wird, ohne daß ein eigentliches „Heben" des Grundschuttes stattfindet. In einzelnen besonderen Fällen gelangt Grundmoräne dadurch auf die Eisoberfläche, daß ein kleiner Gletscher aus flachem Bette auf einen großen, in tieferem Bette fließen-

den Eisstrom seitlich einmündet. Der kleine Gletscher ist dann nicht mächtig genug, um sich einen entsprechenden Anteil an dem gemeinsamen Bette zu erzwingen; er schiebt seine Eismasse samt der darunter befindlichen Grundmoräne auf die Oberfläche des anderen. Die Endmoräne des kleinen „parasitären" Gletschers wird als Obermoräne auf dem Rücken des Hauptstromes forttransportiert, oder, wie dies am Grenzgletscher, der auf den Gornergletscher herabkommt, oder am „Girtled glacier", der auf den Muirgletscher (Alaska) fließt, der Fall ist, sie bildet einen gegen die Achse des Hauptstromes konvexen Schuttbogen, der wegen der geringen Randgeschwindigkeit nur langsam deformiert wird. Auch an einzelnen kleineren Armen des Inlandeises, die zwischen Kuppen von Nunatakern überfließen und sich später auf den Hauptstrom auflagern, beobachtete man, daß die Grundmoräne dabei auf die Oberfläche des Eisstromes gelangt.

An den Nunatakern in der Randzone des grönländischen Inlandeises treten auf der Stoßseite Grundmoränengeschiebe aus, die meist schon erscheinen, bevor die Eisoberfläche die Felsklippe erreicht. Auf der Leeseite findet sich nach der Wiedervereinigung der durch die Felsinsel getrennten Eisarme meist anfänglich eine Moräne; dieselbe verschwindet aber bald wieder. Die Grönlandforscher erklären die letztere Erscheinung damit, daß der Moränenschutt in Spalten versinkt. Man hat es hier zumeist mit Felsinseln zu tun, die im Abschmelzgebiet auftreten; dort muß, nach den früheren Ausführungen, an der oberen Seite Grundmoräne austreten; der von den Nunatakern selbst stammende Randschutt muß auf der Oberfläche bleiben, er kann nicht mit Stromlinien auf den Gletschergrund kommen. Wenn also kurz unterhalb dieser Felsgebilde wegen der Zerklüftung kein Schutt mehr auf der Oberfläche ist, so muß entweder die Zerklüftung eine sehr bedeutende oder die Schuttlieferung an den Nunatakern eine sehr geringe sein.

Wenn ein Gletscher ins Meer ausläuft, so wird von der Fjordkante an, über welche sein freischwebendes, nach einiger Zeit durch Kalbung abbrechendes Ende vorgeschoben wird, die Grundmoräne auf den Meeresboden bzw. Fjordboden herabfallen. Sie sammelt sich dort zu einer submarinen Schuttbank an, auf welche die in das Gletschereis eingebackenen Felsblöcke nach ihrem Ausschmelzen fallen.

Die Eisberge, welche von den Gletscherenden abbrechen und ins Meer hinaustreiben, werden, sobald sie einer regelmäßigen Trift angehören, ebenfalls zu Moränenschuttablagerungen auf dem Meeresgrunde Veranlassung geben, da sie bei ihrem Schmelzen die auf der ursprünglichen Unterseite eingeschlossenen Gesteinstrümmer absinken lassen. Dieselben erscheinen dann als Fremdlinge, erratische Blöcke, an ihrer Ruhestätte. (Früher glaubte man auf den Transport durch Eisberge auch das Auftreten der erratischen Blöcke im Alpenvorlande, sowie in der norddeutschen Tiefebene zurückführen zu müssen. Trifttheorie.)

Wir können nun die verschiedenartigen Moränen, deren Entstehung und Aussehen im vorausgehenden beschrieben wurden, in folgende systematische Übersicht bringen.

- Moränen
  - Bewegte Moränen
    - Obermoränen
      - Seitenmoränen
      - Mittelmoränen
    - Innenmoränen
    - Grundmoränen
  - Abgelagerte Moränen
    - Wallmoränen
      - Längsmoränen
      - Rand- oder Endmoränen
        - Ufermoränen
        - Stirnmoränen
    - Grundmoränendecke

Diese Zusammenstellung unterscheidet sich in zwei Punkten von der durch die internationale Konferenz von Gletscherforschern am Rhonegletscher im Jahre 1899 vorgeschlagenen Einteilung der Moränen. Es ist der allgemein gebräuchliche Ausdruck „Grundmoräne" für das unter dem Eise transportierte Schutt- und Sandgemenge beibehalten worden an Stelle des Wortes „Untermoräne", das von der Konferenz vorgeschlagen wurde. Dann habe ich den Ausdruck „Grundmoränendecke" als ausreichend für alle nicht wallförmig vor dem zurückgehenden Gletscher abgelagerten Schuttbestandteile erachtet. Die Unterteilung in eigentliche Grundmoränendecke und „Drums oder Drumlins" habe ich unterlassen, weil die Drumlins bisher bei den Gletschern der Jetztzeit nicht beobachtet wurden und weil sie auch für die diluvialen Gletscher nur besondere Formen der Grundmoränendecke bzw. der Längsmoränen vorstellen.

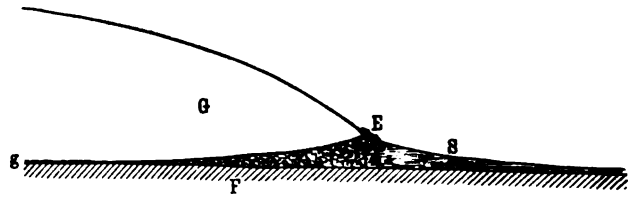
Die wohl durchdachte, auch auf genetischer Grundlage beruhende Nomenklatur der Moränen, welche A. v. Böhm im Gegensatz zu der von der Konferenz gegebenen vorschlägt, wollte ich nicht übernehmen, da sie mehrfach Benennungen enthält, die in dem bisherigen Sprachgebrauch fehlen, und weil ich eine noch weitergehende Differenzierung, als sie in der oben gegebenen Tabelle enthalten ist, nicht für notwendig halte.

Alluvionen des Gletscherbaches. Die Schuttablagerungen, welche durch die Gletscherbewegung verursacht werden, bleiben nicht ganz ungestört, denn das Wasser des Gletscherbaches, welches aus seinem subglazialen Bette mit vielem Schlamme erfüllt hervortritt, wird nicht nur einen Teil dieses Schlammes noch im Moränengebiet vor dem Eise absetzen, sondern auch das gröbere, vom Eise aufgeschüttete Geschiebe teilweise fortrollen. Der Gletscherbach durchbricht an einer oder an mehreren Stellen die Endmoräne, und außerhalb derselben, in einer der Größe der Geschiebe und den Neigungsverhältnissen seines

Bettes entsprechenden Entfernung, lagert er zuerst die großen, dann immer kleinere Gesteinsfragmente ab. Ist das Gelände außerhalb des Endmoränenkranzes schwach geneigt, so kommt es dabei zur Bildung großer Schotterflächen; „das vor dem Gletscherende gelegene Gebiet wächst allmählich über die Sohle des Eises empor"; es entsteht vor der Endmoräne ein verhältnismäßig steil abfallender Schwemmkegel, der Übergangskegel, wie du Pasquier diese für das Studium der diluvialen Gletschergebiete äußerst wichtige Geländeform benannte. Vor den heutigen alpinen Gletschern wird dieser Schwemmkegel nur sehr selten beobachtet; seine Neigung ist zu wenig von der des benachbarten Gebietes verschieden. Aber vor den Gletschern auf Island findet er sich, da dieselben auf weiten, fast horizontalen Flächen auslaufen; dort heißt derselbe „Sandr", ein Ausdruck, der durch K. Keilhack, welcher die entsprechenden Gebilde in dem ehemaligen Gletschergebiet der norddeutschen Tiefebene fand, in die Glazialgeologie eingeführt wurde. Am Rande des Malaspina- und des Norrisgletschers in Alaska hat J. C. Russell solche Schwemmkegel von sehr geringer Neigung beobachtet. Sie treten also bei den „Vorlandgletschern" auf und sind, wie die Zungenbecken, eine besondere Eigentümlichkeit derselben.

Der Längsschnitt durch das Gletscherende und seine Umgebung nimmt demnach für diese Gletscher die Gestalt an, wie sie Fig. 46 schematisch zeigt.

Fig. 46.



G Gletscherende im Zungenbecken; *E* Endmoräne; *S* Schwemmkegel; *g* Grundmoräne; *F* Felsunterlage.

A. Penck nennt die Gesamtheit der zusammengehörigen Gebilde: Zungenbecken, Moränengürtel und Schwemmkegel einen „glazialen Komplex"; mehrere solcher Komplexe bilden eine „glaziale Serie".

Die über steilere Hänge abfließenden Gletscherbäche werden die Moränengeschiebe auf weitere Strecken mit sich führen; diese verlieren allmählich ihre charakteristischen Schrammen; die eckigen Trümmer der reinen Obermoränen werden gerundet und wie die gekritzten Geschiebe der Grundmoränen zu glatten Flußgeschieben bearbeitet. 5 bis 10 km vom Gletscher entfernt sind in den Alpen fast alle Spuren des Gletschertransportes verwischt; die Ablagerungen der Gletscherbäche sind dann kaum mehr von denen anderer Bäche zu unterscheiden.

Achter Abschnitt.

Schmelzen der Gletscher.

Strahlung, Temperatur, Verdunstung. Messungen des Ablationsbetrages. Änderung desselben. Linien gleicher Ablation. Einfluß der Schuttbedeckung; Gletschertische; Moränenrücken; Staublöcher. Oberflächenbäche. Gletschermühlen, Kanäle im Eis. Gletschertor. Abschmelzung durch Erdwärme und durch Quellen. Formen der Gletscheroberfläche. Gletscherbach, Temperatur, Wassermenge. Eisberge.

Die Auflösung des Gletschers erfolgt in den Hochgebirgen durch Wärme, die dem Eise entweder durch direkte Bestrahlung, oder durch bewegte Luft, durch Regen- und Taubildung, durch die Schmelzwasser und endlich durch das Gestein, auf dem der Gletscher aufliegt, zugeführt werden kann. Strahlung, Lufttemperatur, Niederschläge und Schmelzwasser, die über die Gletscheroberfläche herabrinnen, wirken hauptsächlich auf die Oberfläche ein und ergeben als Summe ihres Einflusses die Abschmelzung von oben, die Ablation. Nur teilweise dringen Schmelzwasser in die Eismasse ein; entweder durch die großen Spalten, um dann in diesen tieferen Regionen des Eises zuzuströmen und unter dem Gletscher sich mit dem Gletscherbache zu vereinen, oder durch die feinen Haarspalten in die obersten Schichten der Eismasse, wo sie eine schwache Zirkulation unterhalten und zum Teil während der kalten Nächte fest werden. Die von den Talwandungen herabfließenden Wasser werden häufig unter den Gletscher eindringen und sich dort mit dem Schmelzwasser vereinigen. Luftströmungen, welche in Höhlungen mit den Wassermengen eingeführt werden, helfen mit das Eis zu zerstören. Dazu kommt noch als ein bis jetzt fast unkontrollierbarer Faktor der Abschmelzung die Erdwärme. Diese ist wohl nur geringen Schwankungen unterworfen, während alle anderen Agentien, die eine Verminderung der Gletschermasse bewirken, in erster Linie von den allgemeinen klimatischen Verhältnissen, von der Witterung abhängen.

Für Küstengletscher, welche ins Meer endigen, tritt zu den Mitteln, welche die Aufzehrung verursachen, als ein weiteres die Bildung von Eisbergen hinzu.

Ablation. Der wichtigste, ausgiebigste Faktor der Ablation ist die Strahlung, welche dem Gletscher von der Sonne und der Wolken führenden Atmosphäre zugesandt wird. Dem entspricht die allgemeine Beobachtung, daß die Gletscherbäche bei gutem Wetter weit mehr Wasser führen als an niederschlagsreichen Tagen.

Messungen der Strahlungsintensität in verschiedenen Höhen wurden zuerst von Saussure ausgeführt und ergaben eine starke Zunahme der Insolation in großen Höhen. Neuere Messungen stammen von Violle und Margottet, von Langley u. a.

Am 16. und 17. August 1875 stellte Violle auf dem Montblancgipfel und bei den Grand-Mulets absolute Messungen der Sonnenstrahlung an, während zu gleicher Zeit am Bossongletscher mit einem gleichen Apparate Margottet korrespondierende Beobachtungen machte; diese Versuche lieferten folgende Ergebnisse:

	Höhe m	Luftdruck mm	Strahlungsintensität in cal. pro cm² und Minute
Montblancgipfel	4810	430	2,39
Grand-Mulets	3050	533	2,26
Bossongletscher	1200	661	2,02

Die Luftschicht von 3600 m Dicke mit ihrem Gehalt an Wasserdampf und Kohlensäure hatte also die Intensität der Strahlung um 15,5 Proz. geschwächt. In Paris (60 m ü. M.) wurde die Strahlungsintensität zu 1,76 cal. pro cm² und Minute gemessen.

Demnach könnte man für das Abschmelzgebiet der meisten Alpengletscher eine pro Minute zugeführte Wärmemenge von etwa 2,1 cal./cm² annehmen, wenn die auffangende Fläche schwarz und senkrecht zur Richtung der Wärmestrahlen wäre. Beides ist nicht der Fall; doch könnte in jedem Einzelfalle die Exposition gegen die Sonnenstrahlen ohne Schwierigkeit ermittelt werden. Schwerer ist es, den Umstand in die Rechnung einzuführen, daß die Oberfläche der Gletscher, da sie nicht schwarz ist, nur einen Bruchteil der zugeführten Strahlung absorbiert, um so schwerer, als keine darauf bezüglichen Messungen vorliegen. Wie bedeutend der Unterschied ist, der durch die Färbung der Gletscheroberfläche hervorgerufen wird, geht daraus hervor, daß dunkler Schutt, der auf dem Eise liegt, in dasselbe rasch und tief einschmilzt; die reichliche Wärmeabsorption durch dunkles Gestein ist wohl auch ein Hauptgrund dafür, daß die Moränenrücken nicht noch bedeutend höher sind, als sie sich in Wirklichkeit gegen die schuttfreie Gletscheroberfläche erheben.

Die Abnahme der Strahlungsintensität gegen unten erfolgt nach der obigen Tabelle etwa um $^1/_2$ Proz. pro 100 m im Gletschergebiet.

Die vorliegenden Beobachtungen über die Ablation lassen jedoch eine wesentliche Zunahme, im Mittel etwa 50 Proz. pro 100 m, nach unten erkennen. Die Zunahme der Ablation gegen das Gletscherende erfolgt insbesondere auch an den Gletschern, die ihre am Ausgange ziemlich steile Zunge gegen Norden richten, sie also der Sonne gegenüber ungünstig exponieren. Daraus ergibt sich, daß neben der Sonnenstrahlung noch die anderen Abschmelzagentien eine wesentliche Rolle spielen. Hauptsächlich ist es die Lufttemperatur, die sich neben der diffusen Strahlung von besonderem Einflusse zeigt. Die Temperatur nimmt im Sommer rasch talabwärts zu (bei etwa 140 m Niveaudifferenz ändert sie sich um 1° C), und da auch beim schönsten Wetter ein leichter Luftstrom über den Gletscher gleitet, so wird dem Eise tagsüber eine bedeutende Wärmemenge zugeführt, denn die Lufttemperatur ist meistens viel höher als die Schmelztemperatur des Eises; erst unmittelbar über dem Eise zeigt die Luft einen niedrigen Wärmegrad, der bei gutem, ruhigem Wetter fast während des ganzen Tages unverändert bleibt. Von den Brüdern Schlagintweit wurden an mehreren hellen Tagen im August folgende Mittelwerte der Luftwärme in verschiedenen Höhen über der Eisoberfläche beobachtet:

Höhe über dem Eise m	Mittlere Tagestemperatur ° C
0,16	2,6
0,97	4,9
1,95	5,7
3,40	6,3
38,00	8,7

Doch nicht nur wegen ihrer eigenen Temperatur wirkt die Luft verzehrend auf das Eis. Der Wasserdampf, den sie enthält, wird bei Annäherung an den Gletscher abgekühlt und, sobald der Taupunkt erreicht ist, kondensiert, in Tau verwandelt, der nun die in ihm enthaltene Wärmemenge an das Eis abgibt, einen Teil desselben schmilzt und dann mit demselben als Wasser von 0° abfließt. Die Wärmemenge, welche bei der Bildung einer Quantität Tau abgegeben wird, ist hinreichend, um fast die siebenfache Eismasse zu schmelzen; denn sie setzt sich zusammen aus der Verdampfungswärme und der durch die Temperaturerniedrigung abgegebenen Wärmemenge, und beträgt demnach, wenn etwa Wasserdampf von 5° bei 0° verdichtet wird, $5 \cdot 0{,}4 + 535$ cal. pro Gramm, also 537 g-cal., während zum Schmelzen des Eises rund 80 g-cal. erforderlich sind.

Andererseits ist jedoch auch der umgekehrte Vorgang beobachtet, die Verdunstung des Eises bzw. die Aufnahme von Wasserdampf durch die Luft. Dieselbe tritt dann ein, wenn relativ trockene Luft über die

Gletscheroberfläche strömt, selbst wenn auf dieser gar kein Schmelzwasser vorhanden ist. Welchen Betrag die Verdunstung in solchen Fällen erreichen kann, vermochte ich im Laufe des Februar 1902 zu beobachten, wo ein Eisstück von etwa 50 ccm, das zu Versuchszwecken dienen sollte, in stark bewegter kalter Luft während 26 Stunden 20 Proz. seines Gewichtes durch Verdunstung verlor.

Solche Verhältnisse bestehen für den Gletscher, wenn Föhn herrscht; wenn die Luft auf einer Seite des Gebirgskammes in die Höhe getrieben wurde, dabei ihren Gehalt an Wasserdampf in Gestalt von Niederschlägen verlor und nun als kalter trockener Strom auf der anderen Seite des Kammes herabfällt. Beim Fallen erwärmt sie sich allmählich und erhält die Fähigkeit, neuerdings Wasserdampf in sich aufzunehmen. Die stark austrocknende Wirkung solcher Winde ist bekannt; man weiß, daß an einem einzigen Föhntage mehr Schnee schmelzen kann, als an mehreren ganz klaren Tagen mit starkem Sonnenschein.

Also sowohl warme feuchte Luft, deren Taupunkt über 0° C liegt, als auch kalte trockene Luft tragen zur Verminderung der Gletschermasse bei. Wie oft das eine oder das andere eintritt, wird verschiedenartig beantwortet. Forel und Dufour haben aus Messungen, die sie im Jahre 1870 am Rhonegletscher anstellten, geschlossen, daß Kondensation siebenmal häufiger vorkommt als Verdunstung. Blümcke und ich fanden 1895 durch Vergleichung zweier Psychrometer, von denen das eine ganz nahe an der Oberfläche des Hintereisferners, das andere 1,5 m über demselben angebracht war, daß die Luft über dem Gletscher tagsüber ebenso oft Wasserdampf aufnehmen, als solchen an den Gletscher abgeben kann.

Wie groß aber der Anteil am Ablationsbetrage ist, der durch die eisschmelzende Wirkung der Luft anfällt, entzieht sich vorläufig der numerischen Beurteilung.

Noch weniger kann angegeben werden, welche Eismenge durch Regen, der im Sommer auf dem Gletscher abläuft, geschmolzen wird. Ist auch in einzelnen Fällen bekannt, wie groß die Regenmenge ist, die im Gletschergebiet niedergeht, so fehlen doch die sicheren Bestimmungen der Temperatur der herabfallenden Wassertropfen und damit ist ein sehr wichtiges Moment zur Berechnung der durch den Regen geschmolzenen Eismenge unserer Kenntnis entzogen. Ziemlich fest steht nur das Eine, daß ein Regenfall nur verhältnismäßig wenig Abtrag am Gletscher hervorbringen kann, da die Gletscherbäche, trotzdem sich während der Regendauer ihr Einzugsgebiet bedeutend vergrößert, viel geringere Wassermengen für diese Zeit führen, als bei klarem Wetter, wenn die Strahlung und die Luftwärme ihre volle Wirksamkeit auf das Eis ausüben.

Ist es auch bis heute noch nicht möglich anzugeben, in welchem Verhältnis die einzelnen Abtragsfaktoren an der gesamten Jahressumme beteiligt sind, so kennen wir doch wenigstens für einzelne Gletscher-

gebiete den Gesamtbetrag der Ablation. Da die einzelnen Summanden mit der Witterung wechseln, so ist zu erwarten, daß auch die Summe von Jahr zu Jahr verschieden ausfällt und daß Teile dieser Summe wie die Witterung von Stunde zu Stunde, sowie im Laufe aufeinander folgender Tage schwanken. — Durch lange Zeiträume fortgesetzte Beobachtungen liegen nur vom Rhonegletscher vor; die Schwankungen, welche sie für die Jahresbeträge der Ablation ergeben, sind ziemlich bedeutende. Doch sind aus verschiedenen Jahrgängen vor allem durch Agassiz und die Brüder Schlagintweit um die Mitte des 19. Jahrhunderts in einigen Gletschergebieten die Größen der Ablation bestimmt worden, welche mit neueren Messungen gut im Einklange sind. Wir kennen also wenigstens angenähert den einen Hauptfaktor, welcher für die Ökonomie der (Alpen-)Gletscher maßgebend ist, und sind imstande, allgemeine Schlüsse qualitativer Art auf seine Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen zu ziehen.

Direkte Messungen der Ablation wurden zuerst bei der großen Unternehmung von Agassiz und Genossen am Unteraargletscher ausgeführt. Sie benutzten dazu die Holzstäbe, welche als Marken für Geschwindigkeitsmessungen dienten und in Bohrlöcher eingetrieben waren. Für den Zeitraum eines Jahres ergab sich an mehreren Stellen des Strahleckzuflusses eine Ablation von rund 3 m (1840 bis 1841). Die Messungen wurden 1842 und 1845 wieder aufgenommen, aber immer nur für kürzere Zeit, so daß der Gesamtbetrag für ein Jahr nicht genau anzugeben ist. Die Beobachtungen von 1845 lieferten folgendes Ergebnis:

Abschmelzung:

Zeit	Marke					
	II	I	II	III	IV	V
	m	m	m	m	m	m
Station Bärenritz, Seehöhe etwa 2100 m, ganz schuttbedeckt:						
28. Juli bis 32. September (57 Tage)	0,82	1,07	1,96	2,00	0,86	0,67
Station Brandlamm, Seehöhe 2340 m:						
26. Juli bis 13. September (49 Tage)	1,78	1,97	schuttfrei!			

20 Punkte der Linie beim „Hôtel des Neuchâtelois“ ergaben als Mittelwert für 63 Tage 1,94 m in einer Seehöhe von etwa 2480 m. Dabei ist zu beachten, daß hier der Gletscher nur in geringem Maße mit Schutt bedeckt ist. Die Ablation beim Bärenritz geht übrigens von Punkt II an, der in der Mitte liegt abnehmend gegen den Rand; in derselben Richtung nimmt auch die Schuttbedeckung des Gletschers zu.

Für die verschiedenen Jahrgänge ergaben sich ungleiche Beträge der Ablation, was nicht anders zu erwarten ist, da die Witterungsverhältnisse sehr wechselnde sind. Dollfuß stellte fest, wie an klaren Tagen die Größe der Ablation schwankt und fand am 21. August 1844

am Unteraargletscher eine Zunahme von 0 am Vormittag 9 Uhr bis 14 mm pro Stunde von $11^h 30$ bis $12^h 30$ und eine darauf folgende Abnahme bis zum Verschwinden gegen 5 Uhr abends. Der Gesamtabtrag dieses Tages war 45 mm, an einer Stelle, welche zu anderen Zeiten über 60 mm durch Abschmelzung verlor.

Messungen für kürzere Zeiträume und darauf gegründete Schätzungen der Ablationsbeträge pro Jahr stammen auch von Collomb, Schlagintweit und von de Seue, der an den Gletschern des Justedal die jährliche Ablation zu 2,5 bis 3,5 m annimmt.

Genauere Messungen, die sich auf längere Zeiträume ausdehnen, besitzen wir aus den Jahren 1874/99 vom Rhonegletscher.

Hier beträgt die Ablation durchschnittlich:

In Seehöhe m	Meter pro Jahr
1800	12
2400	4
2500	3

Am Hintereisferner fanden Blümcke und ich für den Zeitraum 1894/95 aus im ganzen 12 Pegeln:

In Seehöhe m	Ablation m
2325	7,62
2467	5,65
2582	3,87
2639	2,95
2725	2,38

Dabei ist noch hervorzuheben, daß die Ablationsbeträge für die Randgebiete größer ausfallen, als für den mittleren Teil der Gletscherzunge; die auftretenden Unterschiede sind ziemlich beträchtlich, so daß in 2640 m Höhe der Gletscher am Rande fast doppelt so viel verlor, als in der Mitte.

Wie die Beträge der Ablation in den einzelnen Jahrgängen schwanken, erhellt aus Beobachtungen, die am Hintereisferner in 2500 m Höhe, bei einem 40 m tiefen Bohrloch angestellt wurden und folgende Zahlen lieferten:

238 cm . . . . 28. August 1895 bis 21. Juli 1896
372 „ . . . . 21. Juli 1896 bis 24. Juli 1897
461 „ . . . . 24. Juli 1897 bis 15. September 1898
376 „ . . . . 15. September 1898 bis 7. September 1899
2928 „ . . . . 28. August 1895 bis 21. August 1902.

Die Schwankung ist demnach ziemlich groß; die Zeitpunkte der Einmessung differieren jedoch mehrmals um ungefähr einen Monat, während

die ganze Ablationsdauer höchstens vier Monate ausmacht. Der Durchschnitt für die vier Jahre 1895/99 ist fast 370 mm, für 1895 bis 1902 ist er 418 mm. Unter Berücksichtigung der ungleichen Zeiträume zwischen den einzelnen Messungen werden die Abweichungen vom Mittel viel geringer.

Verbindet man die Punkte mit gleichen Ablationsbeträgen miteinander, so erhält man Linien gleichen Abtrages, welche für den Hintereisferner, wie in Fig. 47 (a. f. S.) angegeben, verlaufen; sie decken sich nicht mit einer Isohypse, da ja am Rande stärkerer Abtrag als in der Mitte auftritt. Die Kurven sind in der Figur weiter geführt, als der Bereich der Beobachtungen geht; dabei ist einerseits die Symmetrie der Gletscherzunge in den oberen Regionen benutzt worden und außerdem wurde angenommen, daß an der Firnlinie, also etwa bei 2850 m, die jährliche Ablation 0 m beträgt.

Vom Vernagtferner haben wir keine direkten Messungen der Ablation. Aber die Vermessungen von 1888 und 1889 ergaben nach S. Finsterwalder

unter	2550 m	. . . . .	15	m	Einsenkung
zwischen 2550	bis 2600 „	. . . . .	6,6	„	„
„ 2600	„ 2650 „	. . . . .	4,6	„	„
„ 2650	„ 2700 „	. . . . .	4,0	„	„
„ 2700	„ 2750 „	. . . . .	4,3	„	„

Diese Senkung der Gletscheroberfläche ist über 2550 m sicherlich kleiner als der Ablationsbetrag, da ja von oben her Eis nachgeschafft wurde. Im Mittel betrug die Einsenkung zwischen 2500 und 2750 m 4,8 m. Für den benachbarten Hintereisferner war der entsprechende Betrag trotz des warmen Sommers von 1895 nur ca. 3 m. Der Unterschied wird sofort verständlich, wenn man berücksichtigt, daß der Mittagssonnenstrahl im Sommer auf die Oberfläche

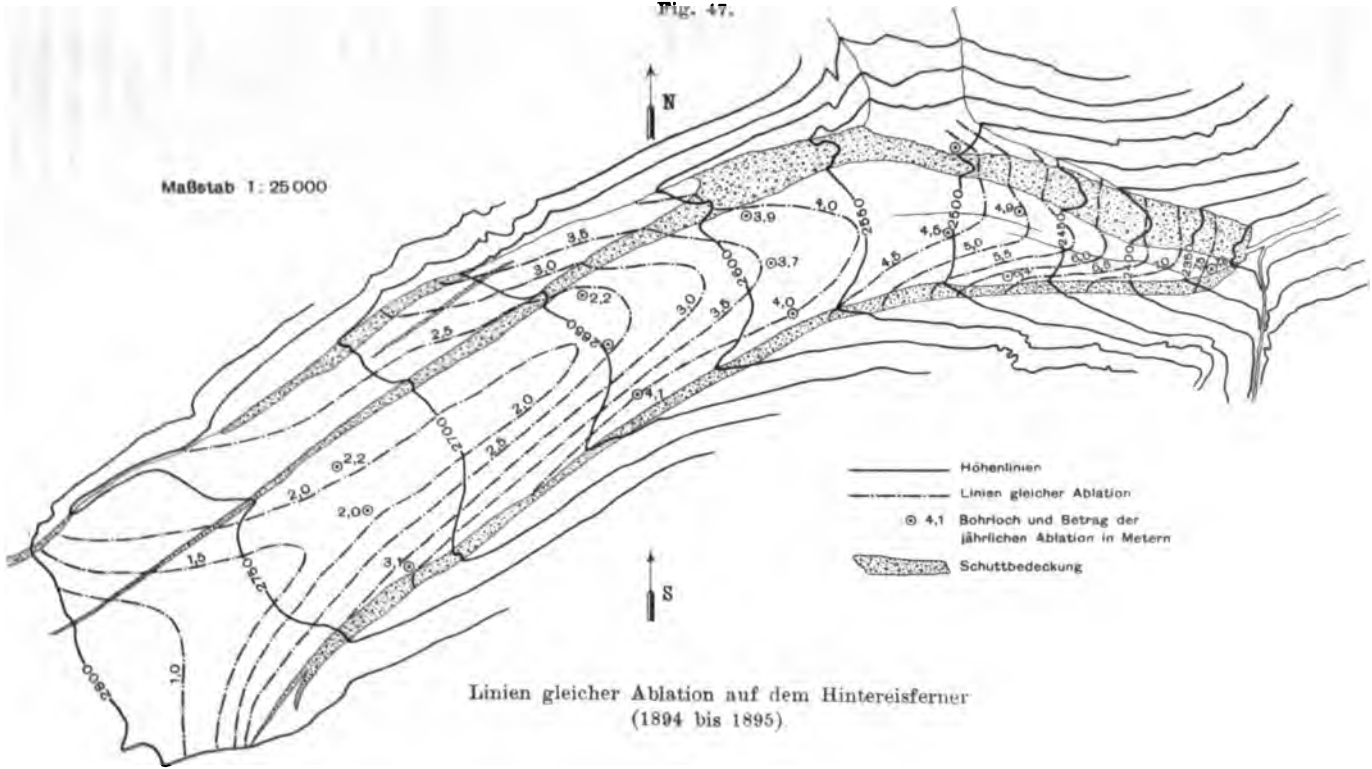
des Vernagtferners unter ca. 83°
„ Hintereisferners „ „ 57°

einfällt.

Weitere Messungen der Ablation besitzen wir von einigen nordischen Gletschern und vom grönländischen Inlandeis. E. v. Drygalski fand für letzteres gelegentlich der Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin im Jahre 1893 am großen Karajakgletscher, etwa 70° 30′ n. Br. in 500 m Seehöhe, die jährliche Ablation zu 2 m und darüber. An einigen Küstengletschern in gleicher Breite, Ausläufern des Hochlandeises auf der Nugsuakhalbinsel wurde, ebenfalls von Drygalski, ermittelt:

	Höhe m	Ablation m
Asakakgletscher	100	2,25
Semiarsutgletscher	570	2,00
Komegletscher	500	2,22

Fig. 47.



Linien gleicher Ablation auf dem Hintereisferner
(1894 bis 1895).

Axel Hamberg bestimmte die Größe des Abtrages an einigen Gletschern des Sarjek (67° 20′ n. Br.) in Schweden und fand (1899/1900)

am Mikagletscher:

in Meereshöhe	970	1000	1100	1200 m
die Ablation zu	3,3	2,4	0,9	0,04 m

für 365 Tage,

am Lulleavaggegletscher:

in Meereshöhe	1100	1120	1140 m
eine Ablation von	0,50	0,44	0,62 m

für 378 Tage.

Der Vollständigkeit halber sei auch der Angaben über die Größe der Ablation am Mer de Glace Erwähnung getan, welche Vallot im IV. und V. Bande der Annales des Observations du Mont Blanc gibt. Die Zahlen sind nicht durch direkte Messung der Ablation selbst gewonnen. Es wurde schätzungsweise der Betrag der jährlichen Einsenkung aus der Gesamteinsenkung der Gletscheroberfläche seit dem letzten Maximalstand ermittelt und der vierte Teil dieses Betrages auf die Sommermonate verrechnet. Gemessen wurde die wirkliche Einsenkung in den einzelnen Jahren von 1891 bis 1899 und von dem dabei gefundenen Werte jenes Viertel abgezogen. Der Rest wurde als Ablationsbetrag des betreffenden Jahres angesehen. Die auf diese Weise ermittelten Zahlen, welche nicht ganz einwandfrei sind, lassen sich nach Vallots graphischen Darstellungen angeben wie folgt:

	Seehöhe m	Abschmelzung im Sommer m
Ligne des Echelets	1895	3,7
„ du Montanvert	1804	3,3
„ „ Mauvais Pas	1690	3,8
„ „ Chapeau	1519	5,6

Für ein Längsprofil ergibt sich

In Seehöhe m	Die jährliche Abschmelzung im Sommer m
1704	5,6
1663	7,0
1584	9,3
1463	7,1
1318	8,9

Man bemerkt, daß die beiden Zahlengruppen recht verschieden aussagen und vor allem die Regelmäßigkeit in der Zunahme des Abtrages gegen das Gletscherende vermissen lassen, die anderwärts festgestellt wurde.

An der Schneegrenze sind die mittleren Sommertemperaturen der Luft in den verschiedenen Beobachtungsgebieten nahezu dieselben. Mit Benutzung der Karte der Juliisothermen, welche J. Hann in Berghaus' phys. Atlas gibt, und der Annahme, daß im Alpengebiet die Temperatur pro 100 m Erhebung um 0,59°, in Skandinavien nach P. A. Øyen um 0,59°, nach A. Hamberg um 0,76° C (Mittel 0,68° C) abnimmt, findet man die Julitemperatur an der Schneegrenze

in Grönland	(71° n. Br.)	zu	3,8° C
„ Skandinavien	(67° „ „)	„	4,8° C
„ den Alpen	(46° „ „)	„	5,2° C

Länger fortgesetzte Beobachtungsreihen würden vielleicht eine noch größere Übereinstimmung liefern.

Zur Beurteilung der Veränderung, welche die Größe der Ablation mit der Änderung der geographischen Breite erfährt, stellen wir zunächst die Beträge zusammen, welche sich für Höhen ergeben, die um nahezu gleiche Beträge tiefer liegen, als die Schneegrenze der einzelnen Gebiete. Es ist der jährliche Abtrag etwa 400 m unter der Schneegrenze

in den Alpen	nahezu	4,0 m
„ Skandinavien	„	3,3 m
„ Grönland	„	2,0 m

Beachtet man, daß die Ablation, insbesondere in den arktischen Gebieten, nur während der drei Sommermonate stattfinden kann und daß in dieser Zeit infolge des fast ununterbrochenen Tages die Sonnenstrahlung dort eine sehr große Mächtigkeit erreicht, daß außerdem in Grönland den warmen trockenen Fallwinden, welche von dem Inlandeise heraus gegen die Küsten wehen und sich in den Fjorden am stärksten bemerkbar machen, wahrscheinlich ein beträchtlicher Anteil an der Abschmelzung der Gletscher zugeschrieben werden muß, so erscheint der jährliche Ablationsbetrag von 2 m, wie ihn v. Drygalski fand, ziemlich niedrig. Während des Sommers ist die Luft der Polargegenden in geringer Höhe über dem Meere viel weniger für die Sonnenstrahlung durchlässig, als die über den Alpen und den skandinavischen Bergen lagernde. Es ist eine Eigentümlichkeit des Klimas an der ganzen Westküste von Grönland, daß während des Sommers die meisten Niederschläge fallen, die meisten Nebel auftreten und die Sonne nur für wenige Stunden des Tages sichtbar ist. Dadurch reduziert sich die Zahl der „Wärmetage", die für diese Jahreszeit auf das Polargebiet treffen, derart, daß man (nach Angots Tabelle, die auch in Hanns Handbuch der Klimatologie, Bd. I, S. 126/7 abgedruckt ist) das

Verhältnis der Intensität der Sonnenstrahlung in den Alpen zu der in Grönland etwa als 107 : 46,5 annehmen kann, wenn die Strahlungsdurchlässigkeit der Luft gleichzeitig im Verhältnis 0,75 : 0,6 sich ändert. Damit wäre dann allerdings fast der ganze Ablationsbetrag der Sonnenstrahlung allein zugeschrieben. Zieht man die Häufigkeit und abschmelzende Wirkung der Föhnwinde mit in Betracht, so müßte zur Erklärung der Ablationsänderung eine größere Verschiedenheit in der Transmissionsfähigkeit der Luft angenommen werden. Da aber bisher eine Trennung der Wirkung, welche die einzelnen abtragenden Faktoren hervorbringen, noch nicht durchführbar ist, so müssen wir vorläufig auf eine eingehendere Beurteilung dieser Verhältnisse verzichten.

Es wurde bereits bei Mitteilung der Beobachtungsergebnisse von Agassiz und Genossen bemerkt, wie sehr die Ablation durch Schutt, der auf dem Gletscher liegt, beeinflußt wird. Weitere direkte Beobachtungen dieser Art wurden von Blümcke und Finsterwalder am Hintereisferner gemacht, deren Ergebnis lautet, daß die jährliche Abtragung an den schuttbedeckten Stellen ca. 15 Proz. weniger als die an der freien Eisoberfläche beträgt. Auch J. Vallot hat am Mer de Glace auf diese Unterschiede geachtet und aus seinen Spekulationen das Verhältnis 5,3 : 2,9 für die Abschmelzung der geschützten gegen die blanke Eisfläche ermittelt.

Diese Zahlen sind, soweit ich es feststellen konnte, das gesamte Material, das wir bis heute zur numerischen Beurteilung des Einflusses haben, den Fremdkörper auf die Ablation der Gletscher ausüben. Die direkte Beobachtung lehrt uns auch ohne Messung dasselbe. Überall, wo größere Schuttmassen, ob sie nun aus groben Felstrümmern oder feinem Sande bestehen, das Eis bedecken, bildet sich um diese herum im Laufe des Sommers eine Vertiefung, die nach mehreren Jahren recht ansehnliche Ausdehnung gewinnen kann. Die Schuttdecke ruht auf einem ihren Dimensionen entsprechenden Eispfeiler, der vor der Abschmelzung bis zu einem gewissen Maße geschützt ist. An seinen Rändern, wo er dem Angriff der warmen Luft und der Sonnenstrahlung am stärksten ausgesetzt ist, wird er abschmelzen; einzelne Schuttteile rollen herab und weiter gegen die Mitte des Pfeilers liegende Eispartien folgen dem Schicksale der ersten; auf diese Weise verbreitert sich die Schuttdecke, indem sie gleichzeitig an Dicke verliert. Wird sie in den zentralen Teilen nicht ständig ergänzt, so muß das allmähliche Ausbreiten der größeren Trümmer dazu führen, daß diese nicht mehr zusammenhängend, sondern einzeln auf der Gletscheroberfläche liegen und es wird von ihren Ausdehnungen abhängen, ob die Eisschicht, welche sie trägt, warm genug werden kann, um zu schmelzen. Weil nämlich die spezifische Wärme der Steine relativ groß ist, so müssen sie gegenüber dem Eise, da sie wegen ihrer dunkeln Färbung auch noch stark absorbieren, an der Oberfläche bedeutende Wärmemengen aufnehmen. Bei großer Dicke können sie wegen der

geringen Leitungsfähigkeit diese aufgenommene Wärmemenge dem darunter liegenden Eise nicht zuführen. Unter jedem derartigen Schuttstücke bleibt eine Eissäule erhalten, welche den Stein trägt, wie eine Tischplatte von ihrem Fuße getragen wird; es bildet sich ein Gletschertisch, der um so höher wird und deshalb um so abenteuerlicher aussieht, je flacher seine „Platte" liegt. Mit der Zeit wird der Pfeiler aber an der der Sonne zugekehrten Seite eine größere Böschung erhalten und die Platte rutscht ab, ihren bisherigen Schützling der unbarmherzigen Verzehrung durch die Strahlung preisgebend, wobei sie eine ihrem Arbeitsvorrat und den Reibungsverhältnissen der Eisoberfläche entsprechende Wegstrecke zurücklegt. An der neuen Ruhestelle wiederholt sich das alte Spiel und so kommt es, daß derlei große Steine nach längerer Zeit weitab liegen von dem Schutthaufen, zu dem sie ursprünglich gehört haben.

Ist aber das Schuttstück dünn, dann kann die von ihm aufgenommene Wärmemenge durch Leitung auf das Eis übertragen werden; dieses schmilzt, und der flache Scherben, auch wenn er sonst noch so groß wäre, sinkt in die Gletschermasse ein, indem er eine vertikale, seinem Querschnitt entsprechend geformte, mit Wasser ausgefüllte Höhle erzeugt. Ist er so tief gesunken, daß ihm die Sonne auf geradem Wege keine Wärme mehr zukommen lassen kann, so hört das Sinken auf; die Wände der Eishöhlung werden durch die Ablation niedriger und schon nach wenigen Tagen erscheint der Versunkene wieder an der Oberfläche des Gletschers, um aufs neue an deren Erniedrigung zu arbeiten.

Felstrümmer, welche aus dem Innern der Eismasse an die Oberfläche gelangen, sind häufig derart mürbe, daß sie, nachdem einige Zeit lang abwechselnd Sonnenschein und Frost auf sie eingewirkt haben, in feinen Grus zerfallen. Dieser bildet eine zusammenhängende Decke über die Eispyramide, welche vorher den ganzen Stein trug, und schützt diese noch vor dem Abschmelzen. Allmählich aber werden diese „Erdhügel", „Termitenhaufen", niedriger, die Schmelzwasser verschwemmen den Grus und lagern ihn in kleinen Partien auf der Gletscheroberfläche ab. Diese ist daher nahe am Zungenende mit feinem Schlamm überdeckt, der als dunkler Körper die Wärme gierig aufsaugt und in einzelnen eng beieinander stehenden kleinen Löchern ins Eis sinkt — aber nur wenige Zentimeter, denn dann hat er seine Wärme abgegeben. Nun kommt die Reihe der Erniedrigung an die Lochwandungen usw. Diese Staub- und Grusmengen bilden, da sie ziemlich die gleiche Beschaffenheit haben, unter der Eisoberfläche eine derselben nahezu parallele Schicht, die den Gletscherforschern vielfach auffiel und deren Vorhandensein durch die oben gegebene Erklärung schon von den Brüdern Schlagintweit verständlich gemacht wurde (Gletscherpilze). Drygalskis Kryokonithorizont fällt in diese Erscheinungsgruppe.

Ist der feine Schlamm in zusammenhängender kleiner Decke ab-

gelagert, so bildet sich an Stelle der vielen kleinen Schmelzlöcher ein größeres aus. Häufig besitzen solche Löcher halbkreisförmige Gestalt; der tiefer liegende Bogen liegt nach Norden, der Durchmesser von Westen nach Osten. Diese von F. Keller, einem Mitarbeiter von L. Agassiz zuerst beobachteten „Mittagslöcher" können unter Umständen zur Orientierung auf dem Gletscher dienen. Ihre Entstehung ist auf die im Laufe des Tages wechselnde Neigung der Sonnenstrahlen gegen die Eisoberfläche zurückzuführen.

Eine nicht zu vernachlässigende Verminderung erfährt die Gletschermasse durch die Schmelzwasser selbst, welche im spaltenlosen Gebiete über die Gletscheroberfläche herab laufen. Durch ihr Gefälle besitzen sie einen bedeutenden Arbeitsvorrat, der zum Teil zu eigener Erwärmung (vielfach ist die Temperatur solcher Bächlein nahe oder auch über 1° C) zu einem anderen Teil zur Erosion und Schmelzung des Eises verbraucht wird. Gegen das Ende des Gletschers haben die in vielen Serpentinen geschwungenen Betten solcher Wasserläufe schon bei kleineren Alpengletschern Tiefen von mehr als 1 m; Erniedrigungen der Gletscheroberfläche, welche während des Winters zum großen Teil wieder ausgeglichen und im folgenden Sommer neu gebildet werden. Gletscher, deren Abschmelzgebiet sehr ausgedehnt und wenig geneigt ist, erhalten durch die Ablationswasser eine eigenartige Modellierung der Oberfläche. Die Wasserläufe sind in häufig mehrere Meter tiefe und sehr breite Rinnen versenkt, welche die Begehung des Gletschers sehr erschweren. Dazu kommen an vielen flachen Stellen seeartige Ansammlungen der Schmelzwasser, deren tiefblaue Färbung der Landschaft einen eigenen Reiz verleiht. Am Rande des grönländischen Inlandeises, sowie auf der flachen Zunge des Malaspinagletschers am Mt. Elias in Alaska, werden derlei Erscheinungen vielfach beobachtet.

An den Alpengletschern ist diese Seebildung weniger häufig, da ihre Zungen meist steil ablaufen. Doch ist vielfach beim Übergange ins Firngebiet, wo die großen Alpengletscher meist die geringste Neigung und teilweise fast horizontale Oberfläche haben, die Ansammlung größerer Wassermengen zu beobachten, welche nur langsam durch kleine Abläufe und in Spalten abwärts rinnen.

Die Schmelzwasserbäche durchlaufen jedoch fast niemals ungestört die ganze Länge der Gletscherzunge. Meistens müssen sie schon nach kurzem Laufe an der Oberfläche in Spalten abstürzen und dann entweder durch Kanäle im Eise selbst oder auf dem Gletscherboden ihren Weg talauswärts nehmen. Sind die Spalten weit, so stürzt das Wasser hinab und kann schon durch seine lebendige Kraft an einer beständigen Vertiefung und Erweiternng der Spalte bei der Einsturzstelle arbeiten. Wird im Laufe der Bewegung des Eises die Spalte wieder geschlossen, so bleibt doch der Ablaufkanal des Wassers noch länger erhalten als ein vertikaler, häufig mit schraubenförmig ausgehöhlten Seitenwänden steil abfallender Trichter, eine Gletschermühle, in welcher das abstürzende

Wasser braust und brodelt, während die aufsteigende Luft beständig eine Erweiterung des Loches bewirkt.

Nur am Ende und am Rande der Gletscher erreichen diese Mühlen in einer nahezu vertikalen Richtung den Talboden. Die abstürzenden Wassermassen haben dann häufig eine derartige Gewalt der Bewegung, daß große Steine, die auf dem Grunde des Gletschers liegen, von dem wirbelnden Tanze erfaßt werden und, wenn sie hart genug sind, in den anstehenden Fels kesselartige Vertiefungen einreiben. Je geringer die Geschwindigkeit des Eises an der Stelle einer solchen Mühle ist, um so längere Zeit wird die eigenartige Bearbeitung des festen Gesteines erfolgen, um so tiefer kann der Kessel ausgehöhlt werden. Wird dann im Laufe späterer Zeit beim Rückzuge des Eises das Felsgebiet freigelegt, so bildet dieser Kessel, in welchem die gerundeten Reibsteine noch vorgefunden werden, einen der vertrauenswürdigsten Zeugen für den früheren Zustand der Vereisung.

Da die Entstehung der Gletschermühlen wesentlich davon abhängt, daß ein Oberflächenbach in seinem Laufe durch eine Spalte gestört wird, so ist leicht einzusehen, daß in den Teilen des Gletschers, wo Spalten frisch reißen, während oberhalb die Eisoberfläche ungestört zusammenhängt, sich von Zeit zu Zeit neue Gletscherschächte bilden müssen, an denselben Stellen, an denen die früheren mit dem Eise talwärts gerückten entstanden sind. Diese werden dann auch die Bewegung der Gletschermasse mitmachen, erhalten sich längere Zeit, während die Spalten, die ihre Bildung veranlaßt haben, allmählich wieder zugequetscht werden. Da die zugehörigen Wasserläufe schon oberhalb in der neuen Spalte in die Tiefe stürzen, bestehen sie als leere vertikale Löcher fort, bis die nachdrängenden Eismassen den früheren Substanzverlust ersetzen und langsam von unten nach oben den Schluß derselben herbeiführen. Natürlich trägt auch die Ablation dazu bei, daß die Tiefe dieser Löcher immer geringer wird, und schließlich zeugt nur eine in die übrige Eismasse eingesprengte blaue, fast zylindrische Eisform von der früheren Existenz eines Schachtes, aus dem das dumpfe Murmeln lebhaft bewegten Wassers an die Gletscheroberfläche drang.

In den mittleren Teilen der Gletscher werden die Schächte der Gletschermühlen von den verschiedensten Tiefen angetroffen. Meistens messen sie zwischen 20 und 100 m; in wenigen Fällen erreichen sie mehr, und nur einmal wird von einem solchen Mühlenschachte berichtet, daß er eine Tiefe von 250 m erreicht hat (Agassiz). Vom Boden dieser Schächte, oder schon oberhalb, gehen dann seitliche Kanäle ab, durch welche das Wasser tieferen Regionen zugeführt wird, bis es nach langem Laufe im Eise den Talgrund erreicht. Besonders am Malaspinagletscher finden sich nach dem Berichte J. C. Russells, des Erforschers der Mt. Elias-Region, viele derartige Tunnels im Eise, die gegen den Rand desselben an Durchmesser gewinnen und mehrfach ins Freie endigen, ohne den Talboden selbst erreicht zu haben. Vom Muir-

gletscher berichtet H. F. Reid, daß an der Steilwand, mit welcher derselbe in die Glacierbay abbricht, 30 bis 50 m über Fluthöhe eine große vom Bache ausgehöhlte Öffnung sichtbar war, das Ende einer Röhre im Eise, durch die der Bach dem Meere zugeführt wurde. Die großen Dimensionen dieser Kanäle sind in der Hauptsache darauf zurückzuführen, daß auf dem wenig geneigten Untergrund der reichlich mit Geschieben beladene Bach seine eigentliche Ausflußöffnung verstopft und sich dann einen weiter oben gelegenen Ausweg wählt. Zuweilen wird dann das Wasser wieder bis an die Oberfläche des Gletschers gedrängt. In anderen Gebieten sind nach den bisher vorliegenden Berichten die fast horizontalen Kanäle im Eise selten. Die von der Gletscheroberfläche und von den Gehängen der Talwandungen kommenden Wasser dringen durch die Spalten und am Rande des Gletschers unter die Eismasse ein. Sie bilden ein zusammenhängendes Drainagesystem auf dem Felsboden, dessen einzelne nach oben und den Seiten vom Eise begrenzten Röhren in den meisten Fällen nur geringe Höhen erreichen und dem forschenden Menschen nur auf kurze Strecken den Zugang unter das Eis gestatten. Die Eismasse liegt fast unvermittelt auf dem Felsen auf und läßt nur stellenweise geringen Zwischenraum für die Gewässer. Das geht sehr deutlich aus Versuchen hervor, die Forel am Rhonegletscher, Mme. Vallot am Mer de glace in der Weise anstellten, daß sie das Wasser oberflächlicher Gletscherbäche vor dem Eintritt in die Spalten und Gletschermühlen, das von seitlich zuströmenden Gehängebächen vor dem Verschwinden unter dem Rande des Gletschers mit Fluorescein färbten und die Zeit maßen, nach welcher die Färbung am Ende des Gletschers wieder zutage kam. Es ergab sich in beiden Fällen, daß die Geschwindigkeit der Wasserläufe unter dem Eise etwa die Hälfte derjenigen in freier Luft bei gleicher Wassermenge und gleichem Gefälle ausmacht.

Erst gegen das Ende des Gletschers wird der Kanal, in welchem das Wasser gesammelt als Gletscherbach seine Heimat verläßt, weiter, weil die warme Außenluft langsam die Wände desselben verzehrt. Häufig gewahrt man große, eine Strecke weit unter dem Eise gangbare Höhlungen, aus denen in jugendfrischem Übermut die Schmelzwasser hervorsprudeln. Diese Gletschertore bleiben manchmal an mächtigen Gletscherenden lange Zeit hindurch erhalten; zumeist aber ändern sie schon im Laufe eines Sommers ihr Aussehen und erscheinen gegen Ende der Abschmelzzeit unansehnlich und zerfallen, während sie beim Beginn des Ausaperns durch die mannigfachen Bildungen der Eiszapfen ein imposantes, malerisches Bild boten. Die Luft bringt die Abschmelzformen hervor, welche ihre Tätigkeit charakterisieren. Man beobachtet flache, hohle Schalen im Eise, die an ihren Vereinigungsstellen scharfe Kanten zeigen; das härtere blaue Eis leistet stärkeren Widerstand als das weiße und deshalb zeigen sich häufig lange, schmale Wände mit zackigen Formen, die von der Decke der Eishöhle drohend herabhängen

und in tiefem Blau erglänzen, so lange sie noch fest mit der Hauptmasse verbunden sind. Brechen sie herab, so verlieren sie mit ihrem inneren Zusammenhang auch ihre zauberhafte Färbung und erscheinen weiß. Das Gletschertor erweitert sich durch die schmelzende Wirkung der warmen Luft beständig; das Eis, in welchem es entstand, bildet ein immer größeres Gewölbe, dessen Bogen flacher und flacher wird und das schließlich durch seine eigene Last zusammenbricht. Mächtige, viele Kubikmeter haltende Eistrümmer zwingen den Gletscherbach, seinen Lauf zu verlangsamen, oder auch, wenn die Stauung durch die sperrenden Hindernisse zu groß wird, an einer anderen Stelle des Gletscherrandes ins Freie zu treten. Solche Verlegungen seines „Ursprunges" hat wohl jeder Gletscherbach von Zeit zu Zeit mitzumachen.

Einzelne kleinere Gletscher besitzen kein eigentliches Gletschertor; die unter dem Eise dahin eilenden Wasserläufe verlassen an vielen Stellen den Rand des Gletschers und sammeln sich erst nach längerem Laufe in der Talsohle, wenn das Vorland des Gletschers flach ist. Andere Eisströme dagegen, besonders die Riesen unter ihnen, haben mehrere Tore, durch deren jedes gewaltige Wassermengen dem Tale zufließen. Am Malaspina bemerkte Russell drei große Ströme, die durch riesige Tunnels aus dem Eise kamen und fast 1 km weit zwischen 25 bis 30 m hohen Eiswänden dem Meere zueilten. Auf langem Laufe unter dem Eise hat sich ihr Wasser mit Schlamm und Sand gemengt, den nun die bis 15 und mehr Meter breiten Wasserläufe im Vorlande des Gletschers ablagern. In einem dieser Tunnels drang Russell einige Kilometer weit unter das Eis ein und vollführte dabei die längste derartige Wanderung, die bis jetzt bekannt wurde. Er fand ein ausgedehntes Netz von Wasserläufen, das sich am Grunde der großen Gletscherzunge zusammenzog. Doch ist auch diese subglaziale Fahrt, wie andere, welche Hugi, Chr. Bohren u. a. ausführten, nur auf das äußerste Randgebiet der Gletscherzunge ausgedehnt worden. In den zentralen Teilen liegt das Eis dem Untergrunde allenthalben so fest auf, daß es den Schmelzwassern vielfach den Weg verlegt, die Menschen aber erst recht am Weiterkommen hindert.

Außer den bereits behandelten Faktoren, welche das allmähliche Verschwinden des Gletschereises durch Schmelzung verursachen, müssen noch einige andere erwähnt werden, deren Einfluß zwar gering ist, die aber doch entweder allenthalben, oder wenigstens stellenweise vorhanden sind.

In erster Linie kommt hier die Abschmelzung durch die Erdwärme in Betracht. Die mittlere Jahrestemperatur von 0^0 kommt der Luft in den Alpen in einer Höhe von 1900 bis 2000 m zu; die Isotherme von 0^0 für die Bodentemperatur dagegen verläuft in 2750 bis über 2900 m Höhe, wie durch Schlagintweits Beobachtungen ebenso wie durch neuere Messungen von Stapff u. a. bei den Tunnelbauten im Hochgebirge festgestellt wurde.

Die Gletscherzungen liegen also während des ganzen Jahres in einem Bette, dessen Temperatur den Schmelzpunkt des Eises überschreitet. Daher muß am Grunde der Gletscher beständig Eis geschmolzen und die dabei dem Boden entzogene Wärme durch Leitung im Gestein stets von neuem zugeführt werden. Genaue Messungen über die Bodentemperaturen unter dem Gletscher fehlen bisher und deshalb sind wir gezwungen, auf dem Wege der Schätzung unter Zuhilfenahme aller bekannten Messungen über die ablaufenden Wassermengen, den Betrag zu ermitteln, um den die Abschmelzung durch die Erdwärme die Dicke der Gletscher im Laufe der Zeit erniedrigt. Blümcke und ich haben für den Hintereisferner eine Überschlagsrechnung durchgeführt, die hier kurz angeführt sei.

Die beim Pegel in Vent für 1890/91 gemessene Wassermenge beträgt 203 500 000 m^3. Das Einzugsgebiet des Pegels mißt 158,8 km^2, die Fläche des Hintereisferners (mit Moränengebiet) 14,8 km^2, macht also rund 10 Proz. des ersteren aus und demnach müßten etwa 20,3 Mill. Kubikmeter Wasser, die aus dem Gebiete dieses Gletschers kommen, alljährlich den Pegel in Vent passieren. Nun beträgt die durch die Ablation gelieferte Wassermenge 9,1 Mill. Kubikmeter pro Jahr (1894/95) und wenn die für das Firngebiet ermittelte Niederschlagshöhe von jährlich 1 m auch als für das 10,2 km^2 große Gebiet der Gletscherzunge und der Moränen gültig angesehen wird, so müßte auch noch eine Wassermenge von 10,2 Mill. Kubikmeter pro Jahr der Venter Ache zugeführt werden. Die aus diesen schmelzenden Niederschlägen und der Ablation auf der Gletscheroberfläche stammende Wassermenge würde also 19,3 Mill. Kubikmeter ausmachen, so daß durch die Erdwärme jährlich 1 Mill. Kubikmeter zu liefern bliebe. Auf der 14,4 km^2 messenden Unterfläche des Hintereisferners müßten also jährlich etwa 1,1 Mill. Kubikmeter Eis geschmolzen werden, d. h. die Erdwärme würde eine Erniedrigung der Gletschermasse von 0,08 m pro Jahr herbeiführen. Würde man annehmen, daß 1894/95, für welchen Zeitraum die Ablationsmessung gilt, die Wassermenge am Venter Pegel um 20 Proz. größer war als 1890/91, so ergäbe sich ein Abtrag von 0,40 m jährlich durch die Erdwärme. Damit nun im Laufe eines Jahres 0,40 m Eis an der Unterfläche des Gletschers geschmolzen werden kann, müßte, die Wärmeleitungsfähigkeit des Gesteins zu 0,004 angenommen, in etwa 0,5 m unter dem Eise eine konstante Temperatur von + 1° C herrschen.

Wie weit diese Temperaturbestimmung mit der Wirklichkeit übereinstimmt, läßt sich leider nicht sagen; ganz unwahrscheinlich ist das Resultat nicht, da es ja einen Mittelwert für den ganzen Gletscheruntergund vorstellt.

Für den Hintereisferner würde also der durch die Erdwärme in Wasser verwandelte Teil etwa ein Neuntel des durch die Ablation geschmolzenen Eises ausmachen. Wir werden später, bei näherer Be-

trachtung der Schwankungen, welche die Gletscherbäche mit der Jahreszeit ausführen, Gelegenheit nehmen, auf dieses Verhältnis zurückzukommen. Hier sei nur bemerkt, daß die Gletscherbäche auch im Winter fließen und die Erklärung dieser Erscheinung, welche in den Alpen ebenso wie in Norwegen und in Grönland bis zu 78° n. Br. beobachtet ist, nur durch die Wirkung der Erdwärme und subglazialer Quellen gegeben werden kann.

Die Abschmelzung durch Quellen, welche unter dem Eise aus dem Boden hervortreten, wird an manchen Gletschern ebenfalls an der Vergrößerung des Substanzverlustes, den dieselben erleiden, mitwirken. Aber nur in seltenen Fällen ist das Vorhandensein solcher Quellen, deren Auftreten an sich nicht unwahrscheinlich ist, durch Beobachtungen nachgewiesen. Es ist dies auch nicht weiter erstaunlich, wenn man bedenkt, daß der Grund des Gletschers fast durchaus unzugänglich ist und Quellen von der nämlichen Temperatur, wie sie der Boden hat, eben nur die alleruntersten Lagen des Eisstromes anzugreifen vermögen. Nur heiße Quellen werden ihren Wirkungsbereich bis zu den oberen Schichten des Gletschers ausdehnen können und, indem sie anfänglich ein Gewölbe im Eise ausschmelzen, schließlich den Einsturz desselben bewirken, so daß von der Oberfläche aus eine kraterartige Vertiefung in die Eismasse hinab bis auf den Grund reicht, wie an einzelnen Gletschern des Baltistan (Karakorum) beobachtet wurde; oder es werden wannenartige Gebilde auf der Oberfläche ausgebildet, die an Einsenkungen erinnern, wie sie im Karst so vielfach auftreten.

Formen der Gletscheroberfläche.

Was zunächst die Gestalt der Oberfläche der Gletscherzunge im allgemeinen anlangt, so erweist sich dieselbe als die einer doppelt gekrümmten Fläche, deren eine Hauptkrümmung in die Längsachse fällt, während die andere in der Breitenrichtung liegt. Der Breite nach ist die Gletscherzunge, soweit nicht ausnehmend starke Schuttbedeckung der Ränder auftritt, nach oben gewölbt; die Mitte liegt höher als die seitlichen Partien. Die Ursache für diese allgemeine Form ist eine doppelte. Einmal ist der langsam bewegte Rand längere Zeit dem Einflusse der Abschmelzung unterworfen als die rasch fortgeschobene Mitte; außerdem, und dies scheint mir das Wichtigere, kommt aber in Betracht, daß am Rande der Gletscher die Abschmelzung größer ist als in der Mitte, wie die Beobachtungen am Hintereisferner klar erweisen. Ohne diesen Umstand müßte die häufig sehr beträchtliche Einsenkung an den Rändern weit geringer sein.

Die Krümmung der Gletscheroberfläche in der Längsrichtung der Zunge ist in der Regel ebenfalls eine nach oben konvexe; nur an solchen Stellen, die den Übergang von steileren Partien zu flacheren vermitteln, kann eine nach oben konkave Form zustande kommen, da die

nach abwärts zunehmende Ablation stets die Wölbung nach oben erzeugen muß.

Die Firnoberfläche hat die Gestalt einer flachen Mulde, bei der die zentralen Teile wesentlich niedriger liegen, als die steilen Hänge ihrer Begrenzung. Doch kommen an den Séracs häufig auch andere Formen vor, die aber meist nur geringe Ausdehnung besitzen.

Diese allgemeinen Formen, welche die Gletscheroberfläche besitzt, werden stellenweise gestört durch Trichter, Wannen, Schlote, welche zu tieferen Lagen des Eises hinabführen. Wannenförmige Einsenkungen, wie die vom Gornergletscher, wurden am Malaspina zu hunderten reihenweise angeordnet gefunden; der Tasmangletscher auf Neuseeland, Glacier de Géant, Mer de Glace, Unteraargletscher und andere zeigen dieselben ebenfalls.

Am Hintereisferner treten sie in den oberen Teilen der Gletscherzunge (bei 2800 m) auf und deuten hier darauf hin, daß sie ihre Entstehung dem Zusammenfließen zweier mit sehr ungleicher Geschwindigkeit bewegten Gletscherarme verdanken, ähnlich wie die im Firnfelde des Guslarferners an der Grenze zwischen großem und kleinem Guslarferner vorhandenen Firnlöcher, in deren unterstem 1901 der mit Schutt bedeckte Boden in weitem Umkreise bloßgelegt war.

Einer anderen Ursache verdanken die trichterförmigen Vertiefungen, welche auf der großen Mittelmoräne des Hintereisferners vorkommen, ihr Dasein. Beim Zusammenflusse des eigentlichen Hintereisgletschers mit dem Kesselwandferner hat der linke Rand des ersteren eine sehr geringe Geschwindigkeit; durch die Vereinigung mit dem neuen Zuflusse werden die ursprünglichen Randpartien mehr der Mitte des resultierenden Eisstromes genähert und erhalten auf eine kurze Strecke eine bedeutende Beschleunigung, welche, da gleichzeitig eine starke Richtungsänderung in der Bewegung des Hintereisgletschers auftritt, die Bildung großer Spalten, die am oberen Rande eine Weite von 10 bis 15 m besitzen, veranlaßt. Der in diese Klüfte von der Moräne aus herabfallende Schutt verhindert das Schließen derselben; die durch den Moränenrücken gebildeten Wände schmelzen im Laufe der Fortbewegung der Eismasse immer mehr ab, während gleichzeitig die Schuttmassen und eingeschlossene Schmelzwasser an einer beständigen Vertiefung der an den Seiten der Moräne wieder geschlossenen Spalten arbeiten. Nahe am Gletscherrande hatte sich, auf diese Weise entstanden, im Jahre 1894 ein bis auf den Grund reichender Trichter ausgebildet, in welchem sich eines Tages eine große Wasseransammlung zeigte, die wahrscheinlich von dem nahe vorbeifließenden Gletscherbache herrührte, dessen gewöhnliches Tor am Gletscherende durch große Schuttmassen verstopft war. Mehrere Stunden lang floß eine riesige Wassermenge aus dem gefüllten Trichter in wildem Sturze über den untersten Teil der Gletscherzunge hinab, auf ihrem Wege die Moränendecke abrasierend, so daß klares blaues Eis zu Tage trat. 1895 hatten wir wiederholt Ge-

legenheit, das Schauspiel dieser Verlegung des Gletschertores an die Oberfläche des Ferners zu verfolgen.

Solche Trichter, die als Reste von Spalten, bzw. als eine Erweiterung derselben erscheinen, andere bis auf den Grund reichende Löcher, die ihr Vorhandensein hauptsächlich der Tätigkeit von Gletschermühlen verdanken, werden von einer großen Zahl anderer Gletscher gemeldet. Nehmen wir dazu, daß in vielen Fällen Wasserläufe in geringer Tiefe unter der Oberfläche dahinbrausen, die durch die mitgerissene Luft ihren Kanal auch nach oben hin erweitern können, die vorher berührte Möglichkeit von Quellen unter dem Eise, so finden wir eine große Zahl von Ursachen, durch welche an karstähnliche Einsturzformen erinnernde Gebilde auf der Gletscheroberfläche entstehen können. Einwandfreie Erklärungen für das Auftreten derselben können meines Erachtens nur gegeben werden, wenn an Ort und Stelle die notwendigen Untersuchungen gepflogen werden. Eine detaillierte Beschreibung der Einzelfälle dürfte, da wohl nur ausnahmsweise eine einzige Ursache bei derlei Modellierungen der Eisoberfläche wirksam ist, kaum eine übersichtliche Klassifikation der Erscheinungen erlauben, welche wie R. Siegers eingehende Darstellung beweist, für morphologische Vergleiche ein gewisses Interesse besitzt.

Während des Winters wird alles, was die abschmelzenden Einflüsse des vorhergehenden Sommers an der Gletscheroberfläche ausgestaltend hervorbrachten, durch eine gleichmäßige Schneedecke verhüllt. Schmilzt dieselbe im Frühjahr weg, so werden zunächst die Stellen der Eisoberfläche, welche über ihre Umgebung hervorragen, abschmelzen; die tiefer liegenden Partien, die Furchen, Wasserlöcher, Wannen usw., werden durch die Schneedecke längere Zeit geschützt und deshalb sieht die Gletscherfläche im Frühjahr viel voller und glatter aus als im Herbste, wenn die abtragenden Kräfte monatelang unbarmherzig ihre nagende Tätigkeit ausüben konnten.

In den Schneefeldern der Tropen werden besondere Abschmelzformen beobachtet. Infolge der starken Insolation (dünne Luft, Nähe des Äquators, reiner Himmel im Hochsommer) werden parallele Furchen und aufgeworfene Kämme herausgearbeitet, welch letztere in bizarre Eisfiguren von mehreren Metern Höhe abgeteilt sind. In den chilenisch-argentinischen Anden heißen diese Figuren penitentes (Büßer). Der Büßerschnee ist aber nicht eine Eigentümlichkeit dieser Gebirgsgegenden; er wurde auch am Kilimandscharo und in anderen äquatorialen Hochregionen beobachtet. Wie es scheint, ist der dritte der oben angeführten Faktoren, welche die Bestrahlung beeinflussen, der reine Sommerhimmel, in Chile häufiger als in den Hochregionen der heißen Zone; deshalb tritt dort die Erscheinung der nieve penitentes deutlicher auf.

Der Gletscherbach.

Alles Wasser, das Ablation, Schmelzung durch die Erdwärme, Quellen, Niederschläge in der Umrahmung der Gletscherzunge liefern, wird vereinigt den Gletscherbach bilden, der am Ende des Eisstromes zutage tritt. Da in den allermeisten Fällen während der Sommermonate die Ablation den Hauptbetrag dieser Wassermenge stellt, so ist als nächste Folge zu erwarten, daß der Gletscherbach in seiner Wasserführung Schwankungen zeigt, welche denen der Ablation parallel gehen. Diese wechselt mit der Tageszeit, der Witterung und der Jahreszeit, also müssen die abfließenden Wassermengen mit diesen Bestimmungselementen variieren. Von den an der Verminderung der Gletschermasse tätigen Faktoren ist nur einer, die Erdwärme, nahezu konstant; ihrer Wirkung werden wir das Vorhandensein von Wasser in den Rinnsalen der Gletscherbäche zuschreiben müssen zu einer Zeit, wo die Ablation und die Niederschläge keine Flüssigkeit ins Tal senden.

Die Temperatur der Gletscherbäche ist beim Gletschertor etwas über 0° C; haben ja schon die an der Oberfläche abfließenden Schmelzwasser häufig + 1° Wärme; wenn also auch das unter dem Eise fließende Wasser, welches das Hauptkontingent des Baches liefert, genau 0° hätte, so müßte doch dieser selbst bereits wärmer sein. Aber die Reibung, welche das Wasser auf dem Gletschergrunde erfährt, muß auch dazu beitragen, seine Temperatur zu erhöhen, so lange es noch unter dem Eise ist. Mit der Entfernung vom Gletschertor nimmt die Temperatur aus demselben Grunde zu. Dies wird durch Messungen bestätigt, welche Agassiz sowohl am Triftbach als an der Aar vorgenommen hat. Er fand

Triftbach		Aar	
Entfernung vom Gletschertor m	Temperatur ° C	Entfernung vom Gletschertor km	Temperatur ° C
0	0	0	1,0
200	1,5	4,0	2,0
500	3,0	9,5	3,5
1000	5,0	14,5	5,0
1500	6,0	18,0	6,0
2000	6,5—7,0	20,0	7,0
		27,0	9,0

G. Greim bestimmte die Zunahme der Temperatur mit der Entfernung vom Ursprung des Jambaches (Silvettagruppe) und fand:

Messung vom 14. Juli 1897.

Entfernung vom Gletscherende . .	100 m	3,0 km	5,0 km	7,5 km	10,25 km
Temperatur des Baches	0,5°	4,9°	5,3°	4,8°	5,3°
Temperatur der Luft	9,9°	10,3°	11,9°	10,8°	8,7°

Messung vom 3. August 1893.

Entfernung vom Gletscherende . .	25 m	4,8 km	7,6 km	10,25 km
Temperatur des Baches	0,5°	6,5°	7,4°	8,1°
Temperatur der Luft	6,3°	13,1°	—	—

Messung vom 19. August 1898.

Entfernung vom Gletscherende	150 m	7,5 km	10,25 km
Temperatur des Baches	0,6°	7,3°	8,9°
Temperatur der Luft	14,7°	20,3°	16,8°

Stärkste Erwärmung nahe am Gletscher. Größe der Erwärmung nimmt mit Entfernung vom Gletscher ab.

Natürlich spielt bei diesen Temperaturerhöhungen auch der Umstand mit, daß die Bäche stets in tiefere Regionen mit größerer Bodenwärme gelangten. Messungen, die sich auf verschiedene Tages- und Jahreszeiten beziehen, haben wir nur von G. Greim. Er fand:

Temperatur des Jambaches am Pegel in Galtür.
(Mittel der täglichen Messungen von 1896 bis 1900.)

	Winter °C	Frühling °C	Sommer °C	Herbst °C
Bach	0,7	3,1	5,8	4,0
Luft	— 3,6	2,1	11,5	4,5

Die Entfernung des Pegels vom Gletscher beträgt allerdings über 10 km, so daß der Einfluß der Lufttemperatur ziemlich groß wird.

Die Schwankungen, welche sich im Stande des Gletscherbaches im Laufe eines Tages vollziehen, kann jeder leicht verfolgen, der im Hochsommer in der Eisregion wandert. Morgens, bevor die Sonne ihre Tätigkeit entfaltet, ist der Bach klein, sein Wasser ist verhältnismäßig klar und die Möglichkeit, ihn ohne Gefahr zu überspringen oder zu durchwaten, ist oft vorhanden. Mit steigender Sonne beginnt die Abschmelzung erst am Gletscherende, dann in den höheren Teilen der Zunge; zu tausenden rieseln die kleinen Schmelzbächlein über die Eisfläche hinab, anfangs unter der dünnen Eisdecke, die sich in der Nacht über ihrem Rinnsal gebildet hat; später, wenn die Schmelzung mächtiger wird, werden die Wasserläufe mehr und mehr ausgefüllt und in großen Mengen eilt allerorten das Wasser der Tiefe zu, meistens in Spalten oder durch Gletschermühlen seinen kurzen Lauf an der Oberfläche aufgebend. Dann wächst natürlich die Wassermenge im Bach und mit ihr nimmt die Trübung desselben zu, denn die wild

unter dem Eise hervorbrausende Flut reißt Sand und feinen Schlamm, der auf dem Gletschergrunde sich bildet, mit sich. Dumpfe Töne, die zeitweise aus dem Bachbette an unser Ohr dringen, verkünden uns, daß die Macht des wilden Baches genügend angewachsen ist, um große Steinblöcke zu wälzen und mit Wucht gegen andere zu schleudern. Dies Kolken von oft kubikmetergroßen Blöcken läßt das Durchwaten des wütenden Wassers gefährlich erscheinen — von einem Überspringen ist jetzt keine Rede mehr. Im Spätnachmittag erreicht der Gletscherbach bei klarem Wetter seinen höchsten Stand. Mit sinkender Sonne hört die Abschmelzung an der Eisoberfläche wieder auf, am ersten in den dem Firn benachbarten Gebieten. Die Oberflächenbäche werden kleiner und kleiner, aber da sie doch ziemlich lange Zeit brauchen, um durch die verschiedenartigen Entwässerungsröhren an das Gletscherende zu gelangen, so tritt bis zum Eintritt des Minimalstandes, den die Höhe des Gletscherbaches zeigt, eine ähnliche Verzögerung ein, wie sie bei der zeitlichen Verschiebung des Hochstandes gegenüber der stärksten Sonnenwirkung wahrgenommen wurde. Die Größe dieser Verzögerung wird natürlich in erster Linie von der Länge des Weges abhängen, den die Schmelzwasser bis zum Austritt aus dem Gletschertor zurückzulegen haben. Deshalb werden die Schwankungen im Wasserstande bei kurzen, kleinen Gletschern derart erfolgen, daß der Höchststand schon in den ersten Stunden des Nachmittags eintritt, während bei langen Gletscherzungen, wie der des Unteraargletschers, erst um Mitternacht das Maximum und morgens 10 Uhr das Minimum der Wasserführung am Gletschertor festgestellt werden kann. Genaue Messungen über die Schwankungen, welche die Wassermenge des Abflusses eines einzelnen Gletschers im Laufe eines Tages erfährt, sind wegen der gewaltigen Störungen, die das Bachbett durch die darin bewegten Schuttmassen beständig verändern, nur mit besonderen Vorsichtsmaßregeln durchzuführen und meines Wissens nur in Gletsch an der Rhone gemacht worden. Auch an Orten, die zu den höchstgelegenen der Alpen zählen, sind neuerdings Pegelstationen errichtet worden; deren Einzugsgebiet umfaßt aber außer einer Anzahl von Gletschern auch noch eisfreies Gelände. Eine solche Station bestand für mehrere Jahre in Ranalt im Stubaitale (Tirol). Die Entwässerung der beiden Haupttäler von Stubai, des Mutterberger- und des Langentales, einer Gesamtfläche von 88 km², wovon 34 km² vergletschert sind, findet durch den Ruetzbach statt, der kurz oberhalb des Pegels von Ranalt aus dem Langenbach und dem Mutterberger Bach gebildet wird. Die Ablesungen am Pegel wurden morgens 7 Uhr und abends 5 Uhr gemacht; die von mir verarbeiteten Beobachtungen, welche durch zwei Profilmessungen vom Juli 1891 und Januar 1892, sowie durch Geschwindigkeitsmessungen vom Juli 1891 und August 1892 ergänzt wurden, ergaben das Resultat, welches in der folgenden Tabelle zusammengesetzt ist.

Monat	Wassermenge am Pegel in Ranalt m³ pro Sekunde Mittel für 1891 bis 1896			Niederschlag in	
				Ranalt	Dresdner Hütte
				Mittel	
	morgens	abends	Schwankung	1892—1896 mm	1892—1897 mm
Januar	1,76	1,76	0	48,2	—
Februar . . .	1,46	1,48	0,02	25,9	—
März	2,20	2,54	0,34	60,5	—
April	3,65	4,22	0,57	53,8	—
Mai	6,07	7,29	1,22	74,7	—
Juni	9,13	10,24	1,09	74,1	88,6
Juli	11,60	12,55	0,95	94,5	176,3
August	9,48	11,72	2,24	67,5	157,5
September . .	7,90	9,52	1,62	86,0	118,7
Oktober	5,34	5,67	0,33	83,2	—
November . . .	3,40	3,45	0,05	42,3	—
Dezember . . .	2,75	2,75	0	47,1	—
Jahr	5,3	6,1	0,8	757,8	—

Man bemerkt, daß in den Monaten März bis Oktober die Morgen- und Abendablesungen Verschiedenheiten aufweisen, derart, daß die Wassermenge, die am Abend das Pegelprofil passiert, im Jahresdurchschnitt um 15 Proz. größer ist, als die am Morgen gefundene. Die tägliche Schwankung wächst vom Frühjahr gegen den Sommer bedeutend an; im August ist sie am größten und nimmt dann rasch ab; in den Monaten November bis Februar, in welchen die Wasserführung des Baches sehr klein ist, verschwindet die tägliche Variation der Wasserhöhe. Fast genau mit der Veränderung, welche die tägliche Schwankung erfährt, geht die Schwankung der Wassermenge mit der Jahreszeit. Das Mittel der fünfjährigen Beobachtungen gibt dieselbe für Juli und August zu etwa 11,5 m^3/sec, dagegen für den Februar zu 1,5 m^3/sec. Bedenkt man, daß in diesem Monat, der auch der niederschlagärmste ist, nur die Quellen und die Bäche der größeren Gletscher fließen, so ergibt sich, daß die winterliche Schmelzung an der Unterfläche der Eisströme durchaus nicht zu vernachlässigen ist, und daß leicht ein Betrag, wie der oben angeführte, durch sie geliefert werden kann. Eine genauere Bestimmung dieses letzteren Wertes kann zur Zeit leider nicht erfolgen, da die Wassermenge, welche die Quellen im Einzugsgebiete des Pegels geben, nicht bekannt ist, ja sogar die Kenntnis darüber fehlt, wie viele derselben im Winter versiegen.

Beobachtungen, die im gleichen Sinne wie die Ranalter ausgeführt

und verarbeitet wurden, liegen für die Ostalpen noch vor für Sulden im Ortlergebiet, Vent im Ötztale und Galtür im Jamtale.

In Galtür besteht seit 1893 eine Pegelstation mit täglich einmaliger Beobachtung. Die bisherigen Aufzeichnungen wurden von G. Greim sorgfältig verarbeitet und lieferten unter anderem folgendes Resultat (Mittelwerte 1894 bis 1900):

Monat	Monatliche Wassermenge Mill. m^3	Abflußhöhe mm	Niederschlag in Galtür mm
Januar	3,28	62	73
Februar	2,95	56	69
März	3,78	72	146
April	3,94	75	70
Mai	10,25	194	84
Juni	20,21	384	116
Juli	25,57	485	139
August	22,03	418	132
September	15,69	297	109
Oktober	8,33	157	62
November	5,52	104	26
Dezember	3,94	75	67

Die Gesamtabflußmenge aus dem 52,74 km^2 großen Einzugsgebiet des Pegels, von welchem 15,84 km^2 vergletschert sind, beträgt durchschnittlich 125,6 Mill. m^3 pro Jahr. Man sieht aus der vorstehenden Tabelle, daß sich dieselbe über den Zeitraum des Jahres in ganz derselben Weise verteilt, wie es beim Pegel in Ranalt gefunden wurde. Vom Beginn der Schneeschmelze an tritt eine sehr beträchtliche Zunahme in der Wasserführung des Jambaches auf, der während der Sommermonate hauptsächlich von den Schmelzwassern der Gletscher genährt wird. Die winterlichen Wassermengen sind ziemlich groß, noch größer wie beim Pegel in Ranalt, was zum Teil auf die Art ihrer Berechnung zurückzuführen ist.

In der Schweiz werden, durch die schweizer Gletscherkommission veranlaßt, an der Rhone, kurz nach deren Ursprung aus dem Rhonegletscher, seit 1893 dreimal täglich Pegelbeobachtungen angestellt, welche das eidgenössische hydrometrische Bureau leitet. Das vorhandene Beobachtungsmaterial für 1893/94 wurde von E. Brückner verarbeitet und ergab eine tägliche Schwankung des Wasserstandes, die selbst in den Wintermonaten nicht völlig verschwindet. Der höchste Wasserstand trat im Sommer gegen 5 Uhr nachmittags, im Winter gegen Mittag ein; daraus folgt zunächst, daß das Schmelzwasser im Winter nicht so weit herkommt als im Sommer, da keine Verspätung der Wasserführung am Pegel gegenüber dem Stande der Sonne zu be-

merken ist. Es muß zum Teil aus dem untersten, nahe am Gletscherbach gelegenen Gebiete des Gletschervorlandes stammen; denn die Schmelzung unter dem Gletscher ist im Winter jedenfalls ohne Periode und die Oberflächenschmelzung kann keinen großen Wasserbetrag liefern.

Die inzwischen vom Vorstand des eidgenössischen hydrometrischen Bureau Herrn J. Epper vorgenommenen Messungen der Wassermenge in Gletsch geben die in folgender Tabelle zusammengestellten Zahlen, welche ich aus dem von genanntem Herrn in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellten Beobachtungsmaterial entnehme. Die grundlegenden Geschwindigkeitsmessungen wurden 1897 am 14. Oktober mit Schwimmer bei ziemlich niedrigem, vom 16. bis 19. August 1902 bei mittlerem und hohem und am 29. Januar 1903 bei sehr niedrigem Wasserstand mit dem elektrischen Flügel sehr sorgfältig ausgeführt. Die resultierende Wassermengenkurve gibt den Zusammenhang zwischen Pegelstand und sekundlicher Wassermenge; aus ihr konnten die in der Tabelle enthaltenen, den Pegelbeobachtungen von 1900 entsprechenden Wassermengen erhalten werden.

Monat	Mittlere sekundliche Wassermenge m^3	Monat	Mittlere sekundliche Wassermenge m^3
Januar	0,405	Juli	16,60
Februar	0,405	August	11,70
März	0,405	September	6,25
April	1,05	Oktober	2,10
Mai	2,55	November	0,60
Juni	8,60	Dezember	0,90

Man sieht, die Schwankung in der Wassermenge ist außerordentlich groß. Im Winter floß nur der 40. Teil der Juliwassermenge unter der Brücke in Gletsch durch. Allerdings ist gerade 1900 ein ungewöhnlich hoher Wasserstand für den Juli gemessen worden. Im Mittel der neun Jahre, während deren die Pegelbeobachtungen ausgeführt werden, ist die maximale sekundliche Wassermenge etwa 16,2, die sekundliche Juliwassermenge 13,7 m^3, während die mittlere Wassermenge beim niedrigsten Pegelstand 0,15 m^3/sec beträgt. Die mittlere Winterwassermenge (Oktober—März) ist 0,45, die mittlere Sommerwassermenge 4,25 m^3/sec. Die Niederschlagsmenge, welche im Gebiete des Gletschers fällt, kann allerdings nicht genau angegeben werden. Wie S. 51 ausgeführt wurde, darf man für dieselbe mindestens 34 Proz. mehr annehmen, als die in Oberwald, der nächsten meteorologischen Station gemessene beträgt. Nehmen wir für 1900 und 1901 die auf dem Rhonegletscher gefallene Niederschlagssumme 1,34 mal so groß als

die in den gleichen Jahren in Oberwald zu 1143 bzw. 1442 mm bestimmte und verteilen wir dieselbe auf die einzelnen Monate im Verhältnis der

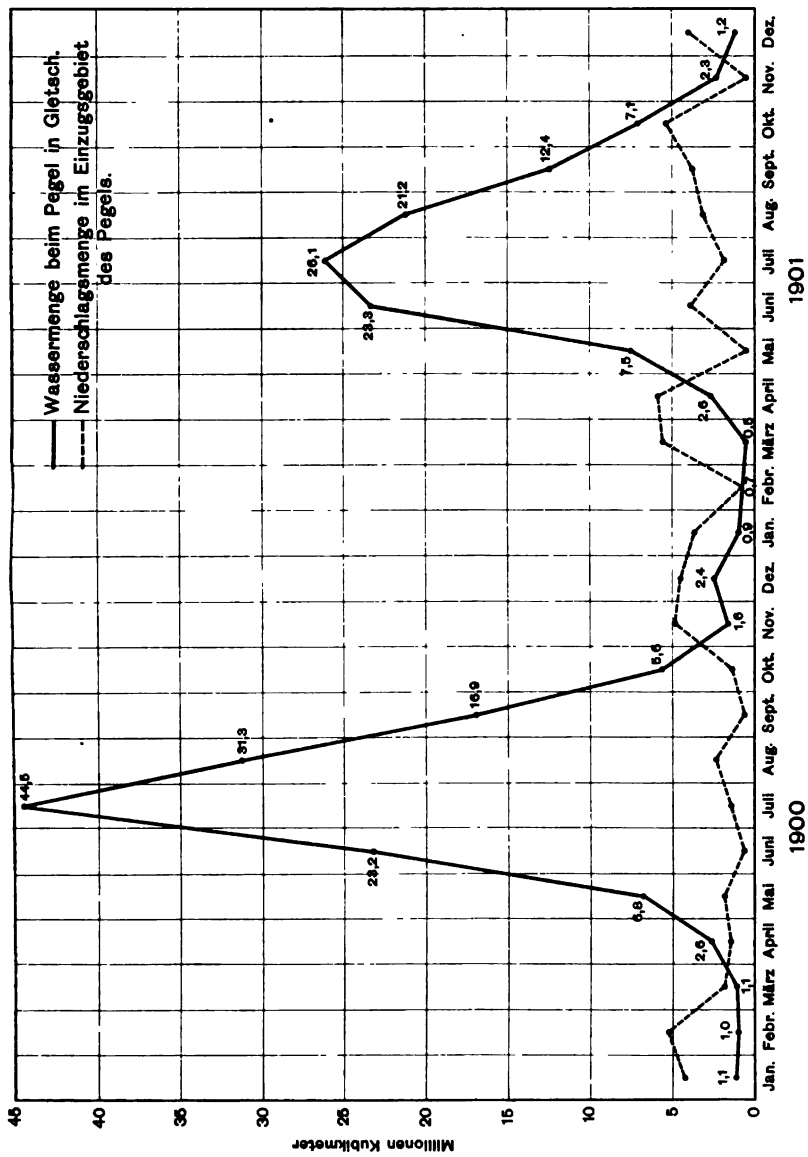


Fig. 48.

hier gemessenen monatlichen Niederschlagssummen, dann erhalten wir die in Fig. 48 dargestellte Linie der monatlichen Niederschlagsmengen in dem um die Firnflächen verminderten Einzugsgebiet des Pegels in

Gletsch, welches 20 km² beträgt. Die Figur enthält auch die Linie der monatlichen Wassermengen, die den Messungsquerschnitt passierten.

Man sieht, daß die Schwankungen, welche die Wasserführung der Rhone in Gletsch zeigt, in den zwei Jahren 1900 und 1901 dem Sinne nach ganz gleichartig verlaufen, daß die winterliche Wassermenge sehr klein ist im Verhältnis zur sommerlichen. Die Kurve der Niederschlagsmengen, wie sie auf Grund der bisherigen Erfahrungen für das Rhonegletschergebiet gezeichnet werden kann, bleibt im ganzen recht wesentlich unter der Wassermengenkurve der Rhone; nur im Winter steigt sie über diese.

Verweilen wir zunächst etwas bei der Beurteilung der Winterwasser. Die Messung vom 29. Januar 1903 ergab beim Pegel in Gletsch eine Gesamtwassermenge von 0,161 m³/sec. Die zwischen dem Gletschertor und dem Pegel einmündenden Bäche, deren Wassermenge mit Hilfe von Eichgefäßen und Überfällen bestimmt wurde, lieferten zusammen 0,077 m³/sec, so daß die Wassermenge, die vom Gletscher kam, nur 0,084 m³/sec ausmacht. Von der ganzen Wassermenge am Pegel gab also der Abfluß des Gletschers nur 52,17 Proz. (gegen 82 bis 88 Proz. im Sommer).

Diese Wassermenge kann nur von der Gletschersohle und dem Teile des nicht vergletscherten Pegeleinzugsgebietes, welcher unter den Gletscher entwässert, herrühren. Das letztere beträgt 2,6 km² oder 16,2 Proz. des Teiles vom Einzugsgebiet, aus welchem die übrigen 0,077 m³/sec stammen. Da hier im großen und ganzen die nämlichen Bedingungen für Wasserlieferung herrschen wie dort, so hätten wir den Betrag von 0,084 m³/sec um 0,012 m³/sec zu vermindern, um die Wassermenge zu erhalten, welche von der Gletschersohle stammt. Wenn wir diese 0,072 m³/sec vollständig der Erdwärme zuschreiben und letztere während des ganzen Jahres konstant annehmen, so finden wir, daß die jährliche von der Erdwärme verursachte Abschmelzung an der Gletschersohle 2,27 Mill. m³ Wasser = 2,52 Mill. m³ Eis oder 8,6 Proz. der jährlichen Abschmelzung an der Gletscheroberfläche (29,2 Mill. m³ Eis) ausmacht.

Damit ist die zuverlässigste Schätzung des Einflusses der Erdwärme gewonnen, welche bisher gegeben werden kann. (Beim niedrigsten Pegelstand fließen allerdings nur 0,134 m³/sec Wasser unter der Brücke in Gletsch; aber für diesen Fall sind die Wasserführungen der Seitenbäche nicht gemessen worden. Würde man, den obigen Angaben entsprechend, reduzieren dürfen, so erhielte man 7,5 Proz. der Oberflächenabschmelzung für den Betrag der Schmelzung durch die Erdwärme.)

Für die übrigen Gletschergebiete, aus deren Bereich Pegelmessungen vorliegen, erhält man selbst dann noch wesentlich größere Beträge für die Abschmelzung auf der Gletschersohle, wenn man berücksichtigt, daß während des Winters so ziemlich das ganze Einzugsgebiet des

Pegels wegen der Schneedecke gegenüber der Erdwärme in demselben Verhältnis steht, wie die Unterseite des Gletschers. Es kommen eben hier neben der Schmelzung durch die Erdwärme noch Quellen und die teilweise Schmelzung von Schnee an steilen, gegen die Sonne günstig exponierten Hängen als Wasserlieferanten in Betracht.

Eine gleichfalls die winterliche Wasserführung berücksichtigende Messung wurde vom eidgenössischen hydrometrischen Bureau in Bitsch an der Massa, dem Abflusse des großen Aletschgletschers, ausgeführt. Die Berechnung der Minimalwassermenge ergibt 0,280 m^3/sec aus dem 205,01 km^2 großen Einzugsgebiet, das zu 71 Proz. vergletschert ist. Überträgt man die Erfahrungen vom Rhonegletscher auf den ähnlich exponierten Aletsch, so erhält man für die jährliche Oberflächenabschmelzung 252,3 Mill. m^3 Eis. Rechnet man 75 Proz. der Minimalwassermenge, also 0,21 m^3/sec auf Abschmelzung an der Gletschersohle, so erhält man 6,5 Mill. m^3 Wasser oder 2,8 Proz. der Ablation von oben. Man müßte, um einen annähernd so großen Betrag für die Abschmelzung auf der Gletschersohle wie am Rhonegletscher zu erhalten, die Ablation am Aletsch auf den dritten Teil der am Rhonegletscher im Mittel mit 5,45 m beobachteten, also auf 1,8 m, ansetzen, was in Anbetracht des Umstandes, daß das Ende des Aletschgletschers bei 1360 m liegt, doch viel zu niedrig erscheint. Jedenfalls zeigt diese Überschlagsrechnung, daß die aus den Messungen im Rhonegebiet gewonnene Zahl von 8,6 Proz. nur als obere Grenze für das Verhältnis zwischen Abschmelzung auf Unter- und Oberfläche des Gletschers gelten darf.

Die Abschmelzung an der Sohle des Gletschers erstreckt sich wahrscheinlich weit in das Firngebiet hinein und reicht wenigstens bei den großen Talgletschern bis zur Randkluft. Beim Rhonegletscher würde also die jährliche Eismenge von 2,52 Mill. m^3, welche auf der Unterfläche schmilzt, auf ein Gebiet von etwa 17 km^2 verteilt und brächte eine Senkung der Gletschermasse von durchschnittlich 0,15 m zustande; für den Aletsch würde sich nach obigen Annahmen die entsprechende Größe zu 0,05 m berechnen.

Versuchen wir nun, ein Urteil über die ökonomischen Verhältnisse des Rhonegletschers zu gewinnen, so finden wir, daß im Jahre 1900 die gesamte Abflußmenge der Rhone beim Pegel in Gletsch 138,02, im Jahre 1901 nur 105,9 Mill. m^3 Wasser betragen hat.

Nach dem Mittel aus den Ablationsmessungen liefert die Abschmelzung 26,3 Mill. m^3, die Erdwärme nach obiger Schätzung 2,3 Mill. m^3 pro Jahr. Die Niederschlagsmengen, aus den Beobachtungen in Oberwald wie oben angegeben, umgerechnet, betrugen 1900 30,7 Mill. m^3, 1901 40,0 Mill. m^3. Es beträgt demnach der Überschuß der beim Pegel gemessenen Wassermenge über die nach den bisherigen Erfahrungen zu erwartende für das Jahr 1900 79,3, für 1901 37,3 Mill. m^3. Das Jahr 1900 hatte geringe Niederschläge und außerordentlich große Sommerwassermengen; setzen wir für diesen Zeitraum die Ablation

doppelt so groß wie im Mittel, dann reduziert sich der Wasserüberschuß auf 53,0 Mill. m^3.

Rechnet man diese Überschüsse von 53,0 und 37,3 Mill. m^3 ausschließlich auf Niederschläge, welche in dem nicht verfirnten Teil des Pegeleinzugsgebietes (20,05 km^2) fielen, so müßten diese

für 1900 um 172 Proz., also auf 4167 mm/Jahr
„ 1901 „ 93 „ „ „ 3731 „ „

erhöht werden. Man hätte also für dies Pegelgebiet die 3,6- bzw. 2,6fache Niederschlagsmenge von der in Oberwald gemessenen anzunehmen.

Im Firngebiet ist die Niederschlagsmenge jedenfalls kleiner als das Äquivalent der durch Abschmelzung von oben und von unten verflüssigten Eisbeträge von 31,7 Mill. m^3 pro Jahr, denn die dort angefallenen Niederschläge reichten seit 30 Jahren nicht aus, um den Verlust an der Gletscherzunge zu ersetzen, und eine Erhöhung der Firnoberfläche ist, wie später gezeigt wird, auch nicht eingetreten. Die mittlere Niederschlagshöhe im Rhonefirn würde demnach unter 1530 mm/Jahr bleiben müssen.

So würden uns also die bisherigen Wasser- und Ablationsmessungen im Rhonegletschergebiet zu der Annahme zwingen, daß eine Zone maximalen Niederschlages unterhalb der Firngrenze und über 1300 m (Höhe von Oberwald) existiert. Man sieht aber außerdem aus der vorstehenden Betrachtung, wie notwendig es ist, daß in der Höhenlage um 2000 m, besonders in den Gletschergebieten, genaue Niederschlagsmessungen ausgeführt werden; denn bis jetzt sind wir nicht in der Lage, den Haushalt eines so vorzüglich beobachteten Gletschers, wie es der Rhonegletscher ist, mit voller Sicherheit zu beurteilen.

Diese Ergebnisse der Pegelbeobachtungen in den Alpen stimmen dem Wesen nach vollständig überein mit den von Axel Hamberg gewonnenen, welche sich auf das Gebiet von Kvickjockfjällen in Schweden beziehen. Rapaötno, durch den das 650 km^2 umfassende zum großen Teile vergletscherte Gebiet entwässert wird, hatte

1. Mai bis 31. Oktober . .	961 Mill. m^3	60,5 m^3 pro Sek.	93,0 Sek.-Liter/km^2
1. November bis 31. April	206 „ „	13,2 „ „ „	20,3 „ „ „
Jahr	1167 „ „	37,0 „ „ „	56,9 „ „ „

Auch in diesem Falle sind die winterlichen Wassermessungen nur ein bescheidener Bruchteil derer des Sommers. Hamberg gibt außerdem eine sehr lehrreiche Tabelle, in welcher er die Wasserverhältnisse von Gletscherbächen denen anderer Flußläufe gegenüberstellt, die ihre Ernährung nicht von Gletschern erhalten und meist im südlichen Schweden fließen.

Da anderwärts ähnliche Verhältnisse bestehen dürften, so gebe ich einen Teil der Tabelle hier wieder, aus dem ersichtlich ist, welche bedeutende Wassermengen die Abschmelzung aus den vergletscherten Gebieten talwärts befördert.

	Niederschlagsgebiet km²	Wassermenge pro Jahr Mill. m³	Sekundenliter pro km²
Motalaström bei Motala (1832—1897) .	6550	1009	4,88
Hjälmaren bei Hyndevad (1879—1897)	4210	827	6,24
Rapaätno (1897—1899)	650	1169	57,05

Obwohl das Einzugsgebiet des Rapaötnopegels nur den zehnten Teil des Motalaflußgebietes, das den Wettersee einschließt, beträgt, hat Rapaötno nahe seinem Ursprunge schon eine größere Wassermenge als Motalaström. So sehr ändern die Gebirge die Verteilung der Niederschlagsmengen, die sich dort zu gewaltigen Eismassen verdichten und in dieser Gestalt aufgespeichert werden, um während der trockenen Sommermonate die Wassermengen für die Flußläufe des Flachlandes zu liefern, ohne welche diese den größten Teil der ihnen zugemuteten Kulturarbeit einstellen müßten. Kein Wunder, wenn ängstliche Gemüter unter den Kanalbauinteressenten der Gebirgsvorländer mit einiger Besorgnis von dem allmählichen Schwinden der Gletscher hören.

Die Geschwindigkeit, mit welcher das Wasser der Gletscherbäche abströmt, hängt einerseits vom Gefälle und außerdem von der Höhe des Wasserstandes ab; sie muß also wie dieser eine tägliche und auch eine jährliche Schwankung besitzen. Die Rhone hatte bei Gletsch am 29. Januar 1903 0,23 m, am 18. August 1902, morgens 7 Uhr, 1,2 m, am 18. August 1902, nachmittags 1 Uhr, 1,5 m mittlere Querschnittsgeschwindigkeit. Als Maximalgeschwindigkeit wurde am 19. August 1902 2,95 m bestimmt. In der Regel wurden die Geschwindigkeiten nur im Hochsommer gemessen und dabei sehr bedeutend, zwischen 4 und 6 m/sec, im Mittel zu 5 m/sec. gefunden. Für große Alpenflüsse, wie Rhone und Arve, beträgt die Geschwindigkeit im Stromstriche immer noch 3 m und mehr. Der Abfluß der Gletscherschmelzwasser vollzieht sich also sehr rasch und steht in scharfem Gegensatz zu der geringen Bewegung, die die Eisteilchen in den Gletschern erfahren. Man erhält recht deutlich vor Augen geführt, wie diese in noch erheblicherem Maße als Reservoire dienen, als die großen Seen der Voralpen, in welchen die Gletscherwasser bei langjährigem Aufenthalte eine ausgiebige Läuterung erfahren.

Auch bei den grönländischen Gletschern hört nach übereinstimmenden Zeugnissen der Grönlandforscher die Abschmelzung am Untergrunde im Winter nicht auf, trotzdem der nordische Winter kälter und von längerer Dauer ist als der in den Alpen. Steenstrup sah an den kleinen Gletschern der Nugsuakhalbinsel 600 m über dem Meere den ganzen Winter hindurch fast ganz klares Wasser abfließen. Im Sommer waren die Gletscherbäche stark schlammig. Die Abflüsse der großen

ins Meer auslaufenden Gletscher münden unter dem Eise ins Meer; ihr trübes, spezifisch leichteres Wasser quillt nahe dem Gletscherende in die Höhe und breitet sich, alles trübend, mehrere Kilometer weit auf der Meeresoberfläche aus. Bricht man im Winter das Fjordeis vor der Wand eines großen Gletschers auf, so bemerkt man die Strömung des Gletscherbachwassers, das um diese Jahreszeit ebenso trübe ist als im Sommer. Demnach müßte ein sehr beträchtlicher Teil der Wassermenge, welche vom Inlandeis ins Meer fließt, von der Schmelzung auf dem Talboden herrühren; bei der riesigen Ausdehnung der Eisdecke ist das auch zu verstehen.

E. v. Drygalski hat auch während des Winters die Bäche des Kome- und des Sarfarfikgletschers fließen sehen, von denen des Asakak und des Sermiarsut jedoch nichts wahrgenommen. Ein den Grönländern wohlbekannter Gletscherbach der Nugsuakhalbinsel liefert auch nach Drygalkis Bericht den ganzen Winter hindurch Wasser.

Ob auch die Bäche der kleinen Alpengletscher im Winter fließen, läßt sich bisher nicht mit Sicherheit sagen. Heim berichtet vom Hüfigletscher, daß derselbe, soweit er im Winter zugänglich ist, also in den Randpartien, an seiner Unterlage angefroren ist und der Bach ganz zu fließen aufhört. Das Gleiche kann auch an anderen Gletschern der Fall sein; doch macht es die Schnee- und Eisdecke, welche das Vorland derselben verbirgt, schwer, zu entscheiden, ob die Wasserläufe leer sind oder nicht. Übrigens könnte auch, wenn kein Gletscherbach im Winter fließt, doch noch Wasser an der Unterfläche der Eisströme frei werden, das, wie ebenfalls Heim hervorhebt, in das Gestein versickert oder durch stauende Endmoränen am Abfluß gehindert wird.

Eisberge.

Gletscher, welche ins Meer endigen, wie zahlreiche Ausläufer des grönländischen Inlandeises und eine Reihe anderer Eisströme der Polargebiete, werden außer durch die Ablation, welche von der Firnlinie an bis zum Meeresniveau einwirkt, auch durch Abbruch ihrer vordersten, am weitesten ins Wasser hinausgeschobenen Teile Substanzverlust erfahren. Je näher am Pole das Gebiet des Gletschers liegt, um so mehr tritt die aufzehrende Kraft der Abschmelzung zurück gegen diesen letzteren Faktor, der an der Regelung der Ökonomie der Gletscher beteiligt ist. Auf der weißen Insel des Archipels von Spitzbergen, auf einer Reihe von Inseln von Franz-Josefs-Land wurden Gletscher beobachtet, die eigentlich nur das Firngebiet besitzen; bei ihnen liegt die Firnlinie entweder nur sehr wenig über dem Meeresniveau oder sie fällt gar mit diesem zusammen. Sie brechen, ohne zur Entwickelung einer Gletscherzunge zu gelangen, mit steilen Endflächen ins Meer ab. Einen ähnlichen embryonalen Gletscher von riesiger Ausdehnung stellt nach

allen vorliegenden Berichten die gewaltige Eiskappe vor, welche den Südpol der Erde deckt.

Die geschichtete Eismasse wird durch den stetigen Druck der höher gelegenen Partien ins Meer hinausgeschoben; von einer gewissen Stelle an wird der Auftrieb, den das salzfreie Gletschereis im Meerwasser erfährt, so groß, daß die vordersten Teile vom festen Boden weggehoben werden. Ihr Gewicht und der Auftrieb wirken einander entgegen und bringen abwechselnd auf der Oberfläche und an der Unterseite der Eismasse Zerklüftungen zustande, welche im Verein mit den Spalten, die durch die Eisbewegung entstehen, schließlich zum Abbrechen des Gletscherendes führen. Je länger das Bruchstück ist, um so leichter wird es, nachdem der Zusammenhang mit der übrigen Eismasse verloren ging, in seiner ursprünglichen Lage schwimmen. Dann sind die Schichten, welche abwechselnd aus weißem, lufthaltigem und bläulichem, fast luftfreiem Eise gebildet sind, parallel zur Meeresoberfläche gelegen. Die obersten Schichten haben Entfernungen bis zu 1,2 m voneinander, die tiefer liegenden, bereits komprimierten, rücken einander immer näher und haben nahe dem Wasserspiegel nur mehr einige Dezimeter oder noch geringere Dicke. Die Entstehung der Schichten ist natürlich dieselbe, wie die der Firnschichten alpiner Gletscher und dem Wechsel der Niederschlagszeiten in den Eisfeldern zuzuschreiben. Da aber die Ablation in den höchsten Breiten minimal wird und auch die Schmelzung im Firn nur gering ist, so wird das Eis der obersten Lagen sehr porös bleiben müssen und begierig jede Spur von Schmelzwasser aufnehmen und tiefer sickern lassen. Daher fehlen Schmelzwasserbäche an der Oberfläche. Auch hier ist das blaue Eis das dichtere Material, das während der niederschlagsfreien Zeit durch das Eindringen der Schmelzwasser und dementsprechendes Austreiben der Luft entstanden ist.

Über die Festigkeit dieser verschiedenfarbigen Eisarten hat ein vom „Challenger“ ausgeführtes originelles Experiment Aufschluß gegeben. Ein Eisberg wurde mit dem Zwölfpfünder des Schiffes beschossen, und zwar richtete man das Geschütz zuerst nach dem blauen Eise nahe dem Meeresspiegel. Der Erfolg war, daß große Massen lossplitterten, in die See stürzten und damit anzeigten, daß das blaue Eis äußerst hart und spröde ist. Das nächste Geschoß drang in die breiten weißen Schichten nahe der oberen Endfläche ohne jede sichtbare Wirkung ein und bewies hierdurch, daß diese Lagen aus weichem, wenig widerstandsfähigem Material bestehen.

Ist die Länge der Bruchstücke klein, so werden dieselben, wenn ihre Höhe die ganze Gletscherdicke oder wenigstens einen bedeutenden Bruchteil davon ausmacht, nach dem Losbrechen umkippen und sich derart wälzen, daß sie in stabiles Gleichgewicht geraten. Die Schichten haben nun verschiedenartige Lagen gegen den Wasserspiegel. Häufig drehen sich die Eisberge vollständig um, wenn ihre Unterseite kleiner

ist als die obere; dann kommen die Bodenschichten des Gletschers und mit ihnen die Grundmoräne über die Wasseroberfläche; es weisen wie im anderen Falle die blauen und weißen Bänder auf den Ursprung der Eismasse hin, welche sich von dem nichtgebänderten, schuttfreien Treibeis, das im Meerwasser gebildet wurde, wohl unterscheidet.

Zerklüftung, wie sie durch die Bewegung im Gletscher hervorgebracht wurde, Abschmelzung in der Luft, die auch am allein treibenden Eisberge wirkt, die Abbruchflächen, die Einwirkung des salzigen Meerwassers durch Brandung, Schmelzung und Lösung vereinigen sich, um den mit den Meeresströmungen in milderes Klima gewanderten Eiskolossen die verschiedenartigsten Gestalten zu geben. Erleiden sie größere Massenverluste, so werden sie veranlaßt, eine neue Gleichgewichtslage anzunehmen; Teile, die längere Zeit unter Wasser waren, steigen über die Meeresfläche empor und zeigen die durch das warme Wasser der Oberfläche erzeugten horizontalen Hohlkehlen, welche häufig reihenweise übereinander angeordnet sind und durch ihren Abstand die Größe der Niveauänderungen und der Schwerpunktsverschiebungen erkennen lassen, welche die Eisberge durch Abschmelzung unter Wasser und durch Abbruch erfahren haben.

Nur ganz riesige Eisberge, deren Länge schon anfänglich die Dicke übertraf, kommen entweder noch völlig zusammenhängend oder im Laufe der Zeit in kleinere Stücke aufgeteilt in niedrige Breiten. Sie bilden ihrer Entstehung gemäß parallelepipedisch geformte kolossale Blöcke mit lotrechten Seitenwänden und fast ebener, wenig zerklüfteter Oberfläche. Die Trümmer der rasch bewegten, durch enge Fjorde hinausgequetschten Schreitgletscher dagegen sind verhältnismäßig klein, stark zerklüftet, unregelmäßig und phantastisch geformt und liegen häufig so, daß die Schichten nicht parallel, sondern fast senkrecht zur Wasserfläche verlaufen. Sie bieten der Abschmelzung im Vergleich zu ihrer Masse eine große Angriffsfläche dar und werden schon in höheren Breiten völlig aufgezehrt.

Will man aus der über Wasser ragenden Höhe einen einwandfreien Schluß auf die Mächtigkeit der Gletscher ziehen, von denen die Eisberge abgestoßen wurden, so wird man nur die der ersten Gruppe in der Nähe ihres Ursprunges dazu benutzen dürfen.

Nach eingehenden Untersuchungen, welche K. J. V. Steenstrup anstellte, verhält sich der über Wasser befindliche Teil eines Eisstückes zu dem untergetauchten

bei lufthaltigem Gletschereis (spez. Gewicht 0,882)	wie 1 : 7,41
„ luftfreiem Gletschereis (spez. Gewicht 0,893)	„ 1 : 8,23
„ Eis von Süßwasserseeoberfläche (spez. Gewicht 0,893)	„ 1 : 8,22
„ Salzwassereis (spez. Gewicht 0,803)	„ 1 : 4,29

(Bezogen auf Meerwasser von 3,32 Proz. Salzgehalt und — 1,3° C.)

Da die Höhe der Eisberge in der Luft bis zu 70 m beträgt, so kann man demnach sagen, daß der unter Wasser befindliche Teil sieben-

bis achtmal so mächtig ist und daß demnach die Dicke der Gletscher 500 bis 600 m betragen kann. Wenn von so dicken Gletschern Eisberge abgelöst werden sollen, die in ihrer ursprünglichen Lage stabil schwimmen, so müssen dieselben länger als dick sein. Nehmen wir die tägliche Geschwindigkeit am Gletscherende zu 15 m an und setzen wir dieselbe als durch die ganze Dicke der Eismasse bestehend voraus, so folgt, daß höchstens in Zwischenräumen von 30 bis 40 Tagen solche Eisberge abgeschoben werden können, daß also große „Kalbungen" verhältnismäßig selten erfolgen. Der Niederbruch kleinerer Eisstücke von der zerklüfteten Oberfläche her wird dagegen wesentlich häufiger auftreten und auch die Ablösung von Eisbergen von der Sohle des Gletscherendes wird öfter eintreten als ein Bruch, der durch die Gletschermasse von oben bis unten reicht. Dem entspricht auch, daß eigentliche große Kalbungen sehr selten zu beobachten sind. Amund Helland und E. v. Drygalski beschreiben den Vorgang; letzterer in folgender anschaulicher Weise:

„ . . . Ich schaute auf den Steilrand des Eisstromes (des großen Karajakgletschers in Grönland), welcher unmittelbar vor meinem Standpunkte lag und legte einem gerade beginnenden Grollen keine Wichtigkeit bei, weil das bei den dauernden Niederbrüchen dort sehr gewöhnlich war, als mir plötzlich die vordere Ecke des schon vorher als aufgewippt bezeichneten, am meisten vortretenden westlichen Teiles des Steilrandes höher erschien, als ich sie noch soeben und kurz vorher bei den Messungen gesehen hatte. Und dies war der Fall. Während ich sie beobachtete, stieg sie höher und höher, beträchtlich über die Höhe des Steilrandes empor; es war mir klar, daß sie sich aus dem Zusammenhang desselben löste. Das Aufsteigen war das erste Stadium des Vorganges; denn ich habe den abbrechenden Teil aus seiner gewöhnlichen Lage sich erheben gesehen. Als er ganz hoch war, stürzte er rückwärts gegen den Rand und brach an demselben zusammen; ein wüstes Chaos von wälzenden und brechenden Eistrümmern und Bergen bot sich dar. Eine große Anzahl von Eisstücken ging aus der Zertrümmerung hervor und immer neue tauchten auf, von denen man nicht wußte, von wo sie sich abgelöst hatten; dauernd stürzten auch Massen von dem stehengebliebenen Rande des Eisstromes hernieder in die Fluten, welche der wälzende Berg und die von ihm abgerissenen Trümmer erzeugt hatten. Es war ein Getöse, daß man glaubte, die Welt bricht zusammen. Der Haupteisberg war rückwärts der Länge nach übergestürzt und blieb in dieser Lage; doch die von ihm selber erzeugten Fluten trieben ihn vom Rande fort und rissen die umherliegenden Trümmer mit, welche dabei dauernd unter furchtbarem Lärm zusammenstießen und krachten und beim Wälzen an den auftauchenden Flächen von einem Wasserschwall überschält wurden."

Nach seinen Wahrnehmungen schließt sich E. v. Drygalski der von Rink, Hammer und Helland aufgestellten Ansicht an, wonach

die Ursache der großen Kalbungen in dem Auftrieb zu suchen ist, welchen das frei ins Meer ragende Gletscherende erfährt; sie erfolgen dort, wo das vorrückende Eis den Boden verliert und zu schwimmen beginnt. Drygalski folgert dies daraus, daß die von ihm beobachtete große Kalbung mit einer Hebung der abgelösten Eismasse einsetzte.

Dieser Ansicht über den Verlauf des Kalbungsprozesses steht die etwas abweichende von K. J. V. Steenstrup gegenüber. Danach fehlt die Longitudinalpressung der Gletscherzunge, wie sie der Auftrieb erzeugen müßte; die rascher bewegte Oberfläche muß überhängende Wände an der Abbruchsstelle erzeugen; das Abbrechen von Eis am oberen Rande ist die primäre Erscheinung und führt zu einer Erleichterung der Eismasse, die vom Wasser getragen wird. Wegen dieser Gewichtsabnahme wird die Wirkung des Auftriebes plötzlich stärker und jetzt erst tritt eine Hebung des abbrechenden Teiles ein. Man sieht, Steenstrup bringt das, was Drygalski Kalbungen dritter Größe nennt, das Niederbrechen kleinerer Eisberge von der oberen Seite des Gletschers, mit den Kalbungen erster Größe, die sich auf die ganze Dicke des Eisstromes erstrecken, in ursächlichen Zusammenhang. Es wird im allgemeinen nicht weit gefehlt sein, wenn man, wie es oben bereits geschehen ist, der Wechselwirkung zwischen Gewicht und Auftrieb des vorgeschobenen schwimmenden Eisstückes die Zerklüftung der Masse zuschreibt, durch welche schließlich der Abbruch erzielt wird. Dieses freischwebende Stück des Gletscherendes erfährt an den Randgebieten wesentlich geringere Reibungen als das auf dem Boden aufliegende Eis; es richtet sich mehr und mehr so, daß die Oberfläche horizontal wird und ist fast in seiner ganzen Masse gleichmäßig bewegt, während die auf dem Fels aufliegenden Teile des Gletschers durch die Bodenreibung gebremst und zurückgehalten werden. Diesen Verhältnissen entspringen Spannungen, deren Resultat die Bildung von Spalten an der Grundfläche des auskragenden „Eisbalkens“ ist. Wo der Querschnitt, der von der Oberflächen- und dieser Sohlenzerklüftung nicht ergriffen wurde, zu klein ist, um die Differenz zwischen den biegenden Wirkungen von Gewicht und Auftrieb der vorgelagerten Eismasse auszuhalten, erfolgt der Bruch, der beim Überwiegen der Eisschwere mit einer Senkung, bei überwiegendem Auftrieb mit einer Hebung des Bruchstückes beginnt. Auch die Schwankung in der Höhe des Wasserspiegels, wie sie durch die Gezeiten hervorgerufen wird, muß bis zu einem gewissen Grade an der Ablösung der Eisberge beteiligt sein und die Kalbungen beeinflussen.

H. F. Reid beobachtete am Muirgletscher nur kleine Kalbungen, bei denen Eis von den der Wasseroberfläche benachbarten Gletscherpartien losbrach, senkrecht untertauchte und erst nach dem Wiederauftauchen umkippte. Reid schließt aus diesem Vorgang, daß die tieferen Schichten des Gletschers, der bis an sein Ende bei einer Dicke von 220 m auf dem Fjordboden auflag, nicht so weit vordringen als

die oberflächlichen, so daß die vordere Grenzfläche des Gletschers unter dem Wasser immer mehr zurückweicht. Die Ursachen dieser Erscheinung sieht Reid erstens in der Abnahme der Geschwindigkeit des Eises nach unten, zweitens in der Aufzehrung des unteren Eises durch das wärmere und salzhaltige Meerwasser. Die Abschmelzung unter Wasser ist beträchtlich größer als die in Luft, wie die beim Umkippen der Eisberge über dem Wasser sichtbaren Hohlkehlen beweisen.

Im Winter, wenn der Fjord durch Packeis geschlossen ist, bildet dieses für den vorschreitenden Gletscher ein bedeutendes Hindernis. Es wird nicht nur dieses Eis aufgebrochen und in großen Wellenzügen gebogen, sondern auch die Gletscherzunge wird gestaut; die abgestoßenen Eisberge werden fest aneinander gepreßt und erst bei Eintritt milderer Witterung, wenn die Eisdecke in den Buchten und an den Küsten verschwindet, werden sie wieder getrennt und treiben, vom Föhn gejagt, einzeln ins freie Meer hinaus. Die dadurch entstehenden Längenschwankungen zwischen Sommer- und Winterstand des Gletschers können 2 bis 3 km ausmachen.

Die Eismengen, welche auf diese Weise als Eisberge zu allmählicher Schmelzung in Luft und Wasser kommen, sind sehr bedeutend. Man hat von mehreren Ausläufern des grönländischen Inlandeises die Geschwindigkeiten gemessen und aus der Höhe der Eisberge auf die Mächtigkeit der Eisströme geschlossen. So findet Helland am 4,5 km breiten, 260 bis 300 m dicken kalbenden Ende des Jakobshavngletschers eine tägliche Geschwindigkeit von 15 bis 20 m. Nimmt man die mittlere Querschnittsgeschwindigkeit zu 12 m, so ergibt sich eine tägliche Eisbergproduktion von 15 Mill. m^3 oder jährlich 5,4 km^3. Der große Karajakgletscher, dessen Ende 6,5 km breit, im Mittel etwa 400 m dick ist, liefert bei einer mittleren täglichen Geschwindigkeit von 12 m an der Oberfläche, also etwa 10 m für den ganzen Querschnitt, jährlich 9,4 km^3. Diesen Zahlen haftet natürlich eine ziemliche Unsicherheit an; sind doch die Querschnittsgrößen nur annähernd bekannt und die Verteilung der Geschwindigkeiten ist auch nur an der Oberfläche ungefähr anzugeben. Nach Rinks Aufzählung gibt es 25 Fjorde erster Größe, in welchen die Produktion der Eisberge bedeutend ist. Nehmen wir an, jeder derselben liefere die für den Karajak berechnete Eismenge, so würde sich die gesamte jährliche Eisbergproduktion zu 235 Mill. km^3 ergeben. Längs des 7000 km langen Eisrandes besteht eine Abschmelzzone, deren Breite auf etwa 10 km im Mittel angesetzt werden darf; wenn als mittlerer Ablationsbetrag 1 m/Jahr angenommen wird, so würde der durch Abschmelzung aufgezehrte Teil des Inlandeises jährlich 70 km^3 betragen. Der ganze jährliche Massenverlust würde sich also zu 305 Mill. km^3 berechnen. Dem steht die auf der 1,9 Mill. km^2 messenden Eisoberfläche jährlich anfallende Niederschlagsmenge von 0,23 m Eis (Nansen) mit 437 Mill. km^3 gegenüber. Bei unserer Rechnung ergibt sich also ein Saldo zu Gunsten der Ansammlung.

Möglicherweise ist die Eisbergproduktion viel bedeutender, als sie oben angegeben wurde, wenigstens kann man annehmen, daß in der Melvillebai und am Humboldtgletscher, wo der Eisrand auf mehrere 100 km ins Meer taucht, mehr Eisberge entstehen als in den Fjorden; vielleicht ist auch der Betrag der Abschmelzung größer als er eben geschätzt wurde. Andererseits ist durchaus nicht sicher, daß die von Nansen als Jahresschicht angenommene zwischen zwei Eiskrusten eingeschlossene Schneeschicht wirklich den gesamten jährlichen Niederschlag darstellt. Haben doch einzelne Proben für die tiefer liegenden Schichten größere Dicken ergeben. Dann ist auch höchst wahrscheinlich die Niederschlagsmenge in den höheren Gebieten größer als am Eisrande. Sind wir auch über die Höhe der Beträge, mit welchen das Budget des fast stationären Inlandeises bilanziert, nicht genau unterrichtet, so zeigt uns doch die vorausgehende Überschlagsrechnung, daß auch hier keine außerordentlichen Verhältnisse vorliegen. Es kann im Laufe einer gewissen Zeit nicht mehr an Eisbergen und durch Schmelzung abgegeben werden, als in einer gleichlangen, vorausgegangenen Epoche auf der Oberfläche des Inlandeises als Niederschlag angesammelt wurde. Kleine Schwankungen mit einem zeitweilig überwiegenden Massenverlust kommen sicher vor. Aber ein dauerndes Defizit müßte zu einem viel rascheren Zurückweichen des Eisrandes führen, als er sich an einzelnen Stellen für längere Jahresreihen ergeben hat. Der Rand des Inlandeises ist ähnlichen Schwankungen unterworfen, wie das Ende eines Alpengletschers. Es besteht keine Veranlassung, das Inlandeis als einen Rest aus der Eiszeit zu betrachten und eine einfache Rechnung belehrt uns, daß die Schneemengen, welche nahe an der von Nord nach Süd durch Grönland ziehenden Eisscheide anfallen, höchstens 2000 bis 3000 Jahre brauchen, um als Bestandteile von Eisbergen in einem Fjord zu schwimmen.

Neunter Abschnitt.

Gletscherschwankungen.

Jahreszeitliche Schwankungen. Langperiodische Veränderungen: Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitliche Übereinstimmung der Gletscherschwankungen mit Brückners Klimaschwankungen. Ergebnisse der Beobachtungen über die am Ende des 19. Jahrhunderts vorschreitenden Alpengletscher. Schwankungen der Gletscher in außeralpinen Gebieten. Zusammenfassung. Größe der Gletscherschwankungen. Verlauf einer Schwindperiode. Verlauf des Vorstoßes. Gletscherkatastrophen.

Jahreszeitliche Schwankungen in der Bewegung der Gletscher.

Die ersten Messungen, aus denen sich ergab, daß die Bewegung eines und desselben Punktes der Gletschermasse im Laufe eines Jahres gewisse Schwankungen durchmacht, sind von Forbes 1842 bis 1843 hauptsächlich deshalb angestellt worden, damit sichergestellt werde, ob der Gletscher während des Winters überhaupt in Bewegung ist. Aus den Verschiebungen zweier Blöcke auf dem Mer de glace in der Nähe des Montanvert wurde folgende Zusammenstellung gewonnen:

	Verschiebung Fuß	Pro Tag m
29. Juni bis 28. September 1842 (91 Tage) . .	132	0,435
30. Oktober bis 12. Dezember 1842 (53 Tage) .	70	0,400
12. Dezember 1842 bis 17. Februar 1843 (67 Tage)	76	0,355
17. Februar bis 4. April 1843 (45 Tage) . . .	66	0,440
4. April bis 8. Juni 1843 (65 Tage)	90	0,415

Danach ist im Winter die Geschwindigkeit etwa 80 Proz. von der mittleren Sommergeschwindigkeit.

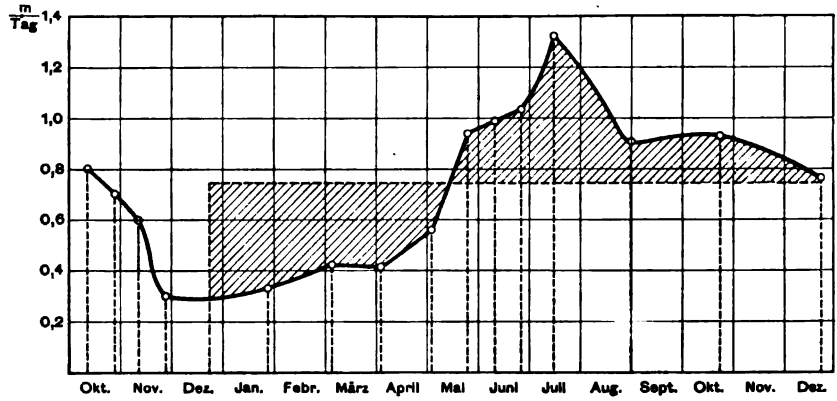
Eine weitere Messungsreihe von Forbes, die aus den Jahren 1844 bis 1845 stammt und sich auf einen Punkt am Glacier des Bois,

dem Ende des Mer de glace, bezieht, liefert als mittlere Geschwindigkeit für

21. Dezember 1844 bis 15. Mai 1845 . . . . . 0,424 m pro Tag
15. Mai 1845 bis 21. Dezember 1845 . . . . . 0,954 m „ „
(Dem 15. Mai entspricht das Jahresmittel 0,744 m pro Tag.)

In dem Zeitraum vom 14. Oktober 1844 bis 21. Dezember 1845 wurde an 14 Terminen der Stand der Geschwindigkeitsmarke beobachtet; der Verlauf der Kurve (Fig. 49), welche als Ordinaten die Geschwindigkeiten, als Abszissen die zugehörigen Zeiten besitzt, ist ziemlich regelmäßig und gibt dem Sinne nach die Schwankung, welche die

Fig. 49.



Geschwindigkeit im Laufe des Beobachtungsjahres durchmachte, recht gut wieder. Wie weit die von Forbes angegebenen Zahlen mit der Wirklichkeit übereinstimmen, läßt sich allerdings schwer beurteilen, da eine Angabe über die Größe der Beobachtungsfehler nicht vorhanden ist.

Die Extreme (Minimum zwischen 4. Dezember 1844 und 7. Januar 1845 zu 0,290 m pro Tag, Maximum zwischen 4. und 18. Juli 1845 zu 1,323 m pro Tag) sind ziemlich weit auseinander gelegen. Übrigens war der Gletscher 1845 im Wachsen; daher sind auch die Geschwindigkeiten im Oktober, November und Dezember 1845 größer (65 Proz.) als die der gleichen Monate von 1844.

Aus der Zeit Juli 1845 bis Juli 1846 stammt eine mit 18 Terminbeobachtungen gewonnene Zahlenreihe von Agassiz und Genossen, welche die Schwankungen der Bewegung an einem 6800 m vom Ende des Unteraargletschers entfernten Punkte erläutert. Die mittleren Geschwindigkeiten für die einzelnen Termine sind ziemlich unregelmäßig und lassen den Einfluß der Beobachtungsfehler vermuten. Als Gesamtverschiebung für 362 Tage wurden 82,3 m, demnach als mittlere tägliche Geschwindigkeit 0,228 m beobachtet. Unter dem Mittel

ist die Geschwindigkeit vom 16. August 1845 bis 15. Januar 1846 und beträgt durchschnittlich 0,176 m pro Tag; für die übrigen 210 Tage wird die tägliche Geschwindigkeit durchschnittlich 0,265 m. Das Maximum wurde für die Zeit vom 17. April bis 30. Mai mit 0,374 m, das Minimum für 19. Dezember bis 11. Januar zu 0,133 m bestimmt.

Im Jahre 1883 wurde während 14 Tagen des Augusts die Geschwindigkeit am Rhonegletscher bestimmt und genau gleich der mittleren Geschwindigkeit des ganzen Jahres gefunden; hier ergab sich also kein Unterschied in der Bewegung während der verschiedenen Jahreszeiten.

Am Mer de glace hat J. Vallot für die drei Sommermonate die Geschwindigkeit bei „les Echelets" zu 105, bei „Montanvert" zu 112 und bei „Mauvais Pas" zu 115 Proz. der mittleren Jahresgeschwindigkeit gefunden. (1895 bis 1898.)

Axel Hamberg ermittelte die tägliche Geschwindigkeit

am Mikajökul zu 0,183 m für 28. Juli bis 20. August 1897
und „ 0,076 m „ 8. August 1895 bis 20. August 1897

mit einem wahrscheinlichen Fehler der Punktbestimmung von etwa 0,5 m.

J. Westmann gibt als Verhältnis der mittleren Geschwindigkeit im Hochsommer zur mittleren Geschwindigkeit des ganzen Jahres den Wert 167 : 100 für die Zunge des Tuolpa am Sulitelma, deren Bewegung er vom 31. Juli 1897 bis 24. Juli 1898 und 15. August 1898 messend verfolgte.

Am Illicillewaetgletscher im Selkirkgebirge (Britisch-Columbia) beobachteten G. und W. S. Vaux an acht Nummernsteinen folgende Verschiebungen:

Stein Nr.	Verschiebung vom 31. Juli 1899 bis 6. August 1900		Verschiebung vom 31. Juli bis 5. September 1899
	total	täglich	täglich
	m	cm	cm
1	26,27	7,1	6,4
2	37,24	10,0	9,7
3	36,60	11,3	13,8
4	54,30	14,8	16,9
5	56,40	15,2	15,1
6	59,10	15,9	16,9
7	47,55	12,8	15,4
8	51,00	13,7	15,0

Danach wäre die Sommergeschwindigkeit um etwa 8 Proz. größer als die mittlere Jahresgeschwindigkeit.

K. J. V. Steenstrup hat für mehrere Gletscher des grönländischen Randgebietes in den Jahren 1879 bis 1880 die Abhängigkeit der Bewegung von der Jahreszeit zu ermitteln versucht. Seine Beobachtungsergebnisse sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

Tägliche Bewegung	Kleiner Umiartorfik-gletscher m	Großer Umiartorfik-gletscher m	Asiak-gletscher m	Semiarsut-gletscher m	Sarfarfik-gletscher m
Anfang April bis Ende August . .	0,300	—	—	—	—
Ende August bis Ende September	0,250	0,140	0,090	0,160	—
Ende September bis Ende Februar	0,132	0,116	0,158	0,162	0,085
Ende Februar bis Anfang Mai . .	—	0,098	—	0,078	0,055
Größe der Schwankung (Prozent) .	127	43	75	108	54

Die Größe der Schwankung ist für die fünf Gletscher recht verschieden; auch der Sinn der Schwankung ist nicht immer der gleiche. Die Ursache der Verschiedenheit in letzterer Hinsicht dürfte in der Größe der Beobachtungsfehler zu suchen sein.

Vom grönländischen Binneneise liegen nur E. v. Drygalskis untereinander vergleichbare Ergebnisse der Messungen am großen Karajak vor; danach ist für diesen Ausläufer des Inlandeises kein Unterschied in der Bewegung nach den verschiedenen Jahreszeiten vorhanden.

Seit 1900 wird durch Blümcke und Finsterwalder alljährlich die Sommergeschwindigkeit des Hintereisferners gemessen. Die Messungsfehler werden dabei auf ein Minimum zu reduzieren gesucht und das Ergebnis, soweit es sich bisher übersehen läßt, ist, nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Professor Finsterwalder, daß die Sommergeschwindigkeit 1900 nur 15 Proz. größer ist als die mittlere Geschwindigkeit in den zwei Jahren 1899 bis 1901; dabei ist allerdings zu beachten, daß die Geschwindigkeit 1900 bis 1901 um 28 Proz. kleiner ist als die von 1899 bis 1900. Der Gletscher ist gegenwärtig in starkem Schwinden.

Einen ausgezeichneten Beitrag zum Studium der Schwankungen, denen der Gletscher im Wechsel der Jahreszeiten unterworfen ist, hat A. Baltzer in seinen „Studien am Untergrindelwaldgletscher“ geliefert. Er ließ durch den Lehrer Stump in Grindelwald monatliche Messungen der Entfernung mehrerer Punkte des Gletscherendes von einer festen Marke ausführen. Die Mittelwerte der Entfernungen, welche an einem Tage bestimmt wurden, sind in Fig. 50 zu einer Kurve geordnet, welche sehr deutlich vor Augen führt, in welcher Weise das Gletscherende im Laufe der Zeit seine Lage veränderte. Die Zunge hatte jeweils in den Monaten Mai und Juni ihre größte Länge, während im September bzw. Oktober der Rückgang von einem neuen Vorstoß abgelöst wurde. Der niedrigste Stand wurde 1895, ein Jahr, das durch einen warmen Sommer und Herbst ausgezeichnet war, erst Mitte November, 1897 dagegen

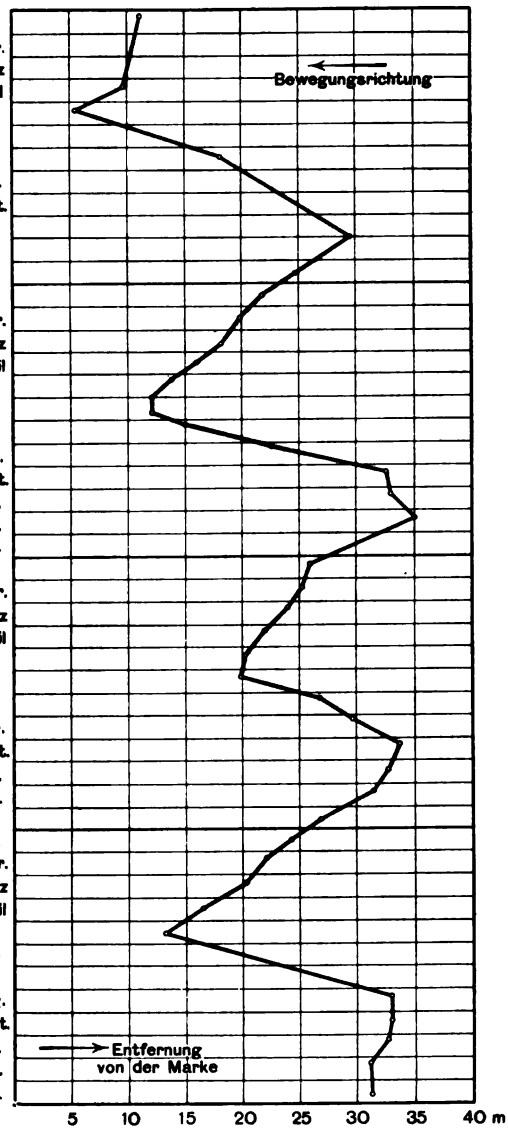
schon im August erreicht. In diesem regenreichen Jahr begann aber der winterliche Vorstoß auch erst Mitte September.

Während also der Gletscher im allgemeinen im Rückgang begriffen ist, wird dieser alljährlich durch einen kurzen Vorstoß unterbrochen.

In ähnlicher Weise wurde der winterliche Vorstoß beim Rhonegletscher festgestellt, dort ergab sich eine Anschwellung:

1893–1894 v. Jan.–März
1894–1895 „ „ „
1895–1896 „ Nov.–April
1896–1897 „ Juni–Mai
1897–1898 „ Dez.–April
1898–1899 „ Nov.–Mai
1899–1900 „ Dez.–April

Fig. 50.



Das ist, soweit es mir bekannt wurde, alles Material, das gegenwärtig zur Beurteilung der Schwankungen vorliegt, welchen die Geschwindigkeit der Gletscher im Wechsel der Jahreszeiten ausgesetzt ist. Überblicken wir dasselbe, so kommen wir, auch unter Berücksichtigung des Umstandes, daß die Beobachtungsfehler bei Geschwindigkeitsmessungen, die sich auf kurze Zeiträume erstrecken, stark ins Gewicht fallen, zu dem Ergebnis: Die Bewegung des Gletschers ist im Laufe eines Jahres nicht ganz gleichförmig; es ist die Geschwindigkeit in den Monaten April

bis August in der Regel größer als in der übrigen Zeit des Jahres. Der Betrag der Schwankung ist von sehr verschiedener Größe ermittelt worden und soweit es für einzelne Gletscher angebbar ist, gegen das Gletscherende zu größer, als in den höher gelegenen Teilen.

Man hat von Anfang an die Messungen der Geschwindigkeit in den verschiedenen Jahreszeiten ausgeführt, um zu beweisen, daß die Bewegung auch im Winter stattfindet, um die Meinung zu widerlegen, der Gletscher sei in der kalten Jahreszeit an seinen Untergrund angefroren. Die späteren Messungen standen unter dem Einflusse der Ansicht, daß der Gletscher im Sommer, während die Schmelzwasser durch die Haarspalten in seine Masse eindringen, eine größere Beweglichkeit besitzen müsse als im Winter, wo dieses innere Schmiermittel fehlt, und man ging daher auch so weit, daß man die Schwankungen in der Bewegung der Gletscher mit denen des klimatischen Faktors, von welchem dieselbe abhängen sollte, also der Temperatur, in Parallele setzte. Forbes glaubte in der Tat, aus seinen Beobachtungen am Mer de glace diese Abhängigkeit erwiesen zu haben; doch stimmen die übrigen hier mitgeteilten Messungsergebnisse nicht damit überein.

Aus den neueren Temperaturbestimmungen folgt, daß der Gletscher während des Sommers in allen Punkten die den Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur besitzt. Nur eine ganz dünne Kruste an der Oberfläche ist von den Schwankungen der Lufttemperatur beeinflußt, und da auch die Infiltration der Schmelzwasser nur bis zu etwa 3 m unter die Oberfläche hinabreicht, so kann die Veränderung, welche die Lufttemperatur im Laufe eines Jahres durchmacht, auf die innere Gletschermasse nicht direkt einwirken.

Der Wärmeverlust, den die Eismasse durch Ausstrahlung während der Sommernächte erfährt, ist jedenfalls ein geringer und kann nicht bis in die größere Tiefe hinab fühlbar werden. Im Winter kann wegen der die Ausstrahlung hindernden weißen Schneedecke, die mit ihrem Luftgehalt ein außerordentlich schlechter Wärmeleiter ist, eine Wärmeabgabe vom Gletscher nach außen nicht stattfinden. Vom Boden her erfährt derselbe aber auch im Winter Abschmelzung; auch nach dieser Seite hin kann er also keinen Wärmeverlust erleiden und deshalb muß auch im Winter die Temperatur des Gletscherinnern die Schmelztemperatur sein. Nur in den dünnen Randgebieten wird die winterliche Abkühlung durch Leitung auf das Eis übertragen und dieses kann zeitweise fest an den Boden angefroren sein. Die Hauptmasse wird dadurch in ihrer Bewegung nur unwesentlich gehindert.

Demnach bleibt zur Erklärung der jahreszeitlichen Schwankung nur der Umstand übrig, daß während des Winters die Abschmelzung aufhört. Die gesamte Eismasse, welche durch die Druckwirkungen von oben herunter geschafft wird, dient zunächst dazu, den Massenverlust, welchen die Zunge im vorausgegangenen Sommer erlitt, zu ersetzen, die reduzierten Querschnitte wieder zu vergrößern. Je größer aber

der Querschnitt ist, um so schneller muß er sich bewegen. Deshalb ist zu vermuten, daß in derselben Zeit, in welcher das Gletscherende den kleinen winterlichen Vorstoß ausführt, die Geschwindigkeit anwächst und zur Zeit der beginnenden Schneeschmelze ebenso wie die Länge der Gletscherzunge ihren relativ höchsten Wert erreicht, während zu der Zeit, in welcher die dauernde Schneebedeckung beginnt und die Abschmelzung aufhört, in den kleinen Querschnitten die Geschwindigkeit ihren relativ kleinsten Wert hat.

Damit würde auch klargestellt, warum die Schwankungen in der Geschwindigkeit gegen das Ende der Gletscher zunehmen. Hier ist die Ablation wesentlich größer als weiter oben, die Veränderung der Querschnitte also am bedeutendsten und da diese selbst kleiner als die höher gelegenen sind, so ist der durch die relativ große Dickenänderung bewirkte Zuwachs der Geschwindigkeit auch verhältnismäßig groß. Aus demselben Grunde müssen kleine, dünne Gletscherzungen größere jahreszeitliche Schwankungen ausführen, als diejenigen, deren Querschnitte durch die Abschmelzung nur unwesentlich geändert werden und ebenso müssen die Schwankungen am Ende solcher Gletscher, die weit ins Tal herabreichen und deshalb im Sommer sehr große Ablationsverluste erleiden, größer sein als diejenigen der Gletscher, welche in höher gelegenen Gebieten endigen.

Nicht zu allen Zeiten wird die winterliche Anschwellung eines Gletschers sicher zu beobachten sein; denn da die klimatischen Faktoren, von denen Größe und Bewegung der Eisströme abhängig sind, in großen Zeiträumen bedeutende Veränderungen erfahren, so wechselt mit diesen die Ausdehnung der Gletscher. Sobald dieselben in das Stadium des Wachstums eintreten, das erfahrungsgemäß im Winter fortdauert, wird die Reduktion der Gletscherzunge während des Sommers und die darauffolgende Vermehrung ihrer Masse weniger deutlich hervortreten und nur durch sehr genaue und umfangreiche Messungen festgestellt werden können. Die kleinen Jahresschwankungen vollziehen sich innerhalb der periodisch wiederkehrenden großen Schwankungen, deren Studium uns im folgenden beschäftigen soll.

Die langperiodischen Veränderungen der Gletscher.

a) Alpengletscher.

Einzelne Gletscher, die besonders nahe an menschliche Wohnstätten heranreichen, oder solche, welche wegen der Gestalt ihres Bettes oder besonderer Verhältnisse in ihrer nächsten Umgebung wiederholt eigenartige Zerstörungen von Kulturland veranlaßten, haben frühzeitig die Aufmerksamkeit der Hochgebirgsbewohner auf sich gelenkt. Die ältesten Nachrichten, welche einen Schluß auf periodische Veränderungen der Alpengletscher ziehen lassen, beziehen sich auch nur auf den Grindelwaldgletscher, dessen Ende nahe bei dem Dorfe Grindelwald

liegt, auf den Vernagtferner, der zeitweise seine Eismassen weit hinaus ins Rofental schiebt und dort durch Absperrung der Rofener Ache die Bildung eines Stausees veranlaßt, dessen Ausbrüche große Überschwemmungen im Ötztal zur Folge haben, auf den Ruitorgletscher, der in ähnlicher Weise die Ache des Oselettestales staut und zur Bildung des Ruitorsees führt, der mit starken Verheerungen im Thuilletal verbundene plötzliche Entleerungen erfährt.

Erst seitdem die Naturforscher ihr Interesse der Alpenwelt gewidmet haben, seitdem man die Gletscher eines eingehenden Studiums würdigt und aus dem vor allen Gletscherenden sich ausbreitenden schuttbedeckten Gelände geschlossen wurde, daß die Gletscher in früheren Jahren größere Ausdehnung besaßen, werden die Nachrichten über Veränderungen in der Länge der Eisströme häufiger. Aber noch bis in die jüngste Zeit herein sind es nur wenige derselben, über deren Schwankungen zuverlässige Angaben gemacht werden können. Erst vor einem Jahrzehnt gelang es den Bemühungen von F. A. Forel und E. Richter, welche beide um die Erforschung und Erklärung der Gletscherschwankungen hervorragende Verdienste besitzen, sytsematische Beobachtungen in den Alpen, anderen europäischen und auch außereuropäischen Gebirgen zu verwirklichen. Was seitdem durch die Tätigkeit einzelner Forscher und hauptsächlich mit den Unterstützungen touristischer Vereine an Material gesammelt wurde, ist ziemlich viel und zum Teil recht gut verarbeitet; aber es ist doch in allem eine noch recht lückenhafte Aufstapelung von Einzelbeobachtungen, die in Verbindung mit den älteren Nachrichten wohl erlauben, neue Vermutungen aufzustellen oder ältere zu stützen — zu sicheren Schlüssen aber noch keineswegs berechtigen.

Sehen wir uns die Summe von bekannten Tatsachen einmal an!

In seiner „Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher" teilt E. Richter von den Grindelwaldgletschern folgendes mit:

Im Jahre 1600 sind beide Grindelwaldgletscher im Vorrücken, ein Bewegungszustand, der wohl schon um 1595 begonnen hatte und vor 1620 endigte; 1719 ersuchen die Einwohner von Grindelwald um die obrigkeitliche Erlaubnis, den ungewöhnlich angewachsenen Gletscher (durch Beschwörung?) zurücktreiben zu dürfen. Darauf ging das Eis zurück. 1743 ist der Gletscher wieder angewachsen. 1768 beginnt ein neuer Vorstoß beider Gletscher, welche 1770 bis 1779 in ihrem Hochstande verharren. 1814 ist der obere Grindelwaldgletscher neuerdings im Wachsen und 1822 hat er seine Maximalausdehnung erreicht, während der untere Gletscher schon 1819 in diesem Stadium war. 1838 sind beide Gletscher wiederum im Vorschreiten, 1855 haben sie wieder ein Maximum und endlich 1890 bis 1898 war der obere Grindelwaldgletscher wieder im Zunehmen.

Die drei Angaben aus dem 19. Jahrhundert lassen den Zeitraum des Anwachsens zu 8, 17, 8 Jahren erkennen. Setzen wir allgemein etwa 10 Jahre für die Zeit, welche vom Beginn des Anwachsens bis

zur Erreichung des Hochstandes verstreicht, so erhalten wir für die Grindelwaldgletscher die Jahre:

1595, 1709, 1735, 1768, 1814, 1838, 1890,

in welchen sie zu wachsen beginnen, und die Jahre:

1605, 1719, 1743, 1778, 1822, 1855, 1898,

in denen sie den höchsten Stand erreichten.

Die Berichte über die Schwankungen des Vernagtferners knüpfen an die Bildung des Rofensees an, welcher 1599 bis 1601, 1678 bis 1681, 1771 und 1848 angestaut wurde. In diesen Jahren hatte also der Gletscher Maximalstände. Der Beginn des Vorrückens läßt sich hier weniger sicher feststellen. Aus dem Jahre 1676 stammt allerdings eine Nachricht, derzufolge damals der Gletscher im Wachsen war; dasselbe hatte aber sicherlich schon früher begonnen. Der Vorstoß von 1840 bis 1848 wurde durch Nikodem Klotz, den Besitzer des Rofenhofes, und durch Dr. M. Stotter näher beobachtet. Nach der Schilderung, welche der letztere in seiner Schrift: „Die Gletscher des Vernagttales in Tirol" gibt, bemerkte Klotz 1840, daß der Guslarferner an Höhe zunahm und der Hochvernagtferner in den „obersten Lagern" an Mächtigkeit gewann. Die Zungenspitzen beider Gletscher teilten aber anfangs nicht im geringsten diese Veränderung und blieben unbeweglich an der Ecke von Hintergrasln. Demnach scheint damals der Zustand des Vernagtferners etwa so gewesen zu sein, wie er von Blümcke und mir für 1895 festgestellt wurde und es wäre für die Zeit, welche vom Beginn des Anwachsens bis zum Eintritt ins Rofental verstreicht, etwa acht Jahre anzunehmen. Unter dieser Voraussetzung würden sich als die Zeitpunkte, in denen das Vorrücken begann, die Jahre 1593, 1670, 1763, 1814, 1840 und 1895 ergeben, denn auch 1822 war der Gletscher bis ins Rofental vorgeschoben, wenn er dasselbe auch nicht überbrückte und zur Bildung des Stausees Veranlassung gab. Um einen Vergleich zwischen den Vorrückungsterminen des Vernagt- und denen der Grindelwaldgletscher zu ermöglichen, ist noch notwendig, zu berücksichtigen, daß für letztere der Zeitpunkt des Vorrückens sich auf das Vorschreiten des Zungenendes bezieht; dies tritt später ein als das Anwachsen in den höher gelegenen Teilen der Gletscherzunge; die Verzögerung kann für den Vernagt auf drei Jahre angesetzt werden. Wir erhalten dann als Jahreszahlen, denen gleiche Bewegungszustände beider Gletscher entsprechen

Oberer Grindelwaldgletscher	Vernagtgletscher	Oberer Grindelwaldgletscher	Vernagtgletscher
1595	(1593) 1596	1768	(1763) 1766
—	(1670) 1673	1814	(1814) 1817
1709	—	1838	(1840) 1843
1733	—	1886	(1895) 1898

und können daraus schließen, daß das Anwachsen des Vernagtgletschers in der Regel um einige Jahre später eintritt, als das des Grindelwaldgletschers.

Für die übrigen Alpengletscher, von denen wir Nachrichten über Schwankungen besitzen, welche vor dem 19. Jahrhundert stattfanden, können wir nur die Daten der Hochstände in Vergleich bringen. Dies gibt nicht den sicheren Anhaltspunkt für weitere Schlüsse, wie die Gegenüberstellung der Zeiten, in welchen das Vorschreiten einsetzt; denn die Zeit, welche bis zur Erreichung des Maximums verstreicht, hängt von der Geschwindigkeit ab, mit welcher sich die Entleerung der Firnmulde vollzieht und von der Weglänge, welche die Eismassen zurückzulegen haben, um die Bildung von Stauseen zu verursachen, also von den orographischen Verhältnissen der einzelnen Gletscherbetten und deren Nachbarschaft.

Immerhin wird die folgende Tabelle darüber Aufschluß geben, daß die einzelnen Gletscher ungefähr um dieselbe Zeit in ein neues Stadium ihrer Bewegung eingetreten sind.

Jahre des Hochstandes					
Grindelwald-gletscher	Vernagt-gletscher	Bies-gletscher	Allalin-gletscher	Ruitor-gletscher	Macugnaga-gletscher
1605	1599	—	—	1594	—
—	—	1636	1633	1631	—
—	1677	—	1680	1679	—
1719	—	—	—	—	—
1743	—	1736	1740	1748	—
1778	1771	1786	1772	—	1780
1822	1822	1819	1820	—	1820
1855	1848	1848	1848	1850	1860
1898	1902	—	1894	—	1893

Man sieht, die zeitliche Verschiebung im Eintritt des Maximums für diese fünf Gletscher ist im allgemeinen nicht groß, sie erfolgt aber nicht im gleichen Sinne; die Ausbrüche des Ruitorsees z. B., die nur zuzeiten hohen Gletscherstandes eintreten können, beginnen 1594, also 11 Jahre bevor der Grindelwaldgletscher sein Maximum erreicht; 1743 ist dieser wieder weit vorgeschritten, aber erst 1748, also 5 Jahre später, wird ein Ausbruch des Ruitorsees gemeldet. Ähnliche Schwankungen um einen mittleren Termin treten auch für die übrigen Gletscher auf, für welche Nachrichten über die periodischen Änderungen, die sie im Laufe des letzten Jahrhunderts durchgemacht haben, vorliegen.

Aus der vorerwähnten Arbeit E. Richters und den Rapports von F. A. Forel können folgende Angaben mitgeteilt werden:

1812 begann der Bossonsgletscher zu wachsen.
Schon vor 1814 war der obere Grindelwaldgletscher im Vorschreiten.
1814 Beginn des Vorrückens beim Gurglergletscher, Lysgletscher.
1815 Beginn des Vorrückens beim Suldenferner, Langtaufererferner, Langenferner, Giétrozgletscher.
1816 Beginn des Vorrückens beim Palueglетscher, Unteraargletscher, Hintereisferner.
1817 Beginn des Vorrückens beim Gl. du Tour, Vernagtgletscher (s. o.).

Den Maximalstand erreichten:

1817 Gl. de Zigiorenove, Gl. de Ferpécle, Gl. de Montminé.
1818 Hintereisferner, Giétrozgletscher, Gl. des Bossons, d'Argentière, Gl. des Bois, die Montblanc- und Walliser Gletscher im allgemeinen.
1819 Suldenferner, unterer Grindelwaldgletscher, Biesgletscher, Gl. de la Brenva.
1820 Gl. de Miage, Gl. du Tour, Allalingletscher.
1821 Gl. de Zesetta.
1822 Oberer Grindelwaldgletscher, Vernagtgletscher, Breneygletscher.
1824 Rosenlauigletscher, Feegletscher, Hüfigletscher.
1825 Gl. des Bois, Mandrongletscher, Alpeiner Ferner (Stubai).
1828 ist der Aletschgletscher noch im Vorrücken.

Der Beginn des Vorrückens ist, der Schwierigkeit der Beobachtung entsprechend, viel weniger häufig festgestellt worden als der Eintritt des Maximalstandes, auch die Angaben über diesen sind nicht unbedingt sicher, wie die Mitteilung der Jahre 1818 und 1825 als derjenigen, in denen der Gl. des Bois seinen Hochstand erreichte, zeigt. Man darf wohl für das Alpengebiet das Jahr 1812 als den Zeitpunkt ansetzen, von welchem an Gletscher zu wachsen anfingen; 1815 ist die Mehrzahl derselben schon im Vorschreiten, an welchem bis 1817 wohl alle beteiligt sind.

Die Wachstumsperiode von der Mitte des 19. Jahrhunderts beginnt 1835. Das Vorrücken tritt ein:

vor 1835 bei der Pasterze (1826?),
1835 beim Zigiorenovegletscher, den Saasergletschern (Allalin, Bies usw.), Hüfigletscher, Gornergletscher, Gl. des Bois,
1838 bei den zwei Grindelwaldgletschern, Rosenlaui,
1839 beim Unteraargletscher,
vor 1840 bei allen Gletschern des Berner Oberlandes und des Wallis, beim Vernagtferner, Langtaufererferner,
1841 beim Fieschergletscher, Aletschgletscher, Oberaargletscher,
1842 beim Gl. de Brenva, Feegletscher,
1844 bei allen Bündener Gletschern,

1845 beim Suldenferner,
1846 beim Hallstädter Gletscher,
1849 beim Findelengletscher,
1852 beim Giétrozgletscher.

Während im zweiten Jahrzehnt das Wachsen der Alpengletscher fast überall gleichzeitig eintrat (es ist wenigstens von keinem derselben bekannt, daß er nach 1817 zu wachsen anfing), erstreckt sich der Beginn der neuen Bewegungsphase um die Mitte des Jahrhunderts auf volle 17 Jahre. Innerhalb dieser Zeit erreichten viele Gletscher ihren höchsten Stand und 1852 soll nach O. Heer für alle Gletscher der Ostschweiz die Vorstoßperiode ihr Ende erreicht haben. 1853 gehen alle Montblancgletscher zurück; viele andere Gletscher verharren längere Zeit in ihrem Hochstande und erst 1870 scheinen Unteraar- und Macugnagagletscher als die letzten in das Rückzugsstadium eingetreten zu sein.

Im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts wurde eine neue Wachstumsperiode der Gletscher erwartet. Mit Rücksicht darauf ist das große Unternehmen der Rhonegletschervermessung 1874 begonnen worden. Schon 1876 konnte das Vorschreiten des Glacier des Bossons in der Montblancgruppe gemeldet werden. 1878 folgten la Brenva, Zigiorenove, 1879 le Trient und allmählich wurde die Zahl der Gletscher größer, von denen der Eintritt in ein neues Bewegungsstadium angezeigt werden konnte. In den Schweizer Alpen wurde vor allem auf Betreiben des unermüdlichen Forschers F. A. Forel durch den Schweizer Alpenklub ein förmlicher Gletscherbeobachtungsdienst organisiert, dem auch schweizerische Behörden lebhaftes Interesse entgegenbrachten, indem sie ihn durch geeignete Weisungen an das Waldaufseherpersonal unterstützten. Bis zum Ende des Jahrhunderts waren fast 100 Schweizer Gletscher einer ziemlich regelmäßigen, alljährlichen Untersuchung unterzogen worden, die darin bestand, daß man die Entfernung der Gletscherenden von festen Marken im Moränengebiet bestimmte. In vielen Fällen wurden auch von markierten Punkten photographische Aufnahmen der Gletscher in aufeinanderfolgenden Jahren gemacht, auf denen die Massenverschiebungen, die dieselben erfuhren, recht gut sichtbar wurden. Bei etwa 60 von ihnen konnte ein mehr oder weniger bedeutendes und längere oder kürzere Zeit anhaltendes Wachsen festgestellt werden.

In den Ostalpen begann F. Seeland seine durch lange Jahre fortgesetzte Beobachtung der Pasterze 1879, während E. Richter die Reihe der neueren Gletscheruntersuchungen durch seine 1883 und 1884 erfolgten Vermessungen des Karlinger- und des Obersulzbachgletschers in der Venedigergruppe anfing. 1886 hat L. Pfaundler die Zunge des Alpeiner Ferners vermessen. Es folgten die durch die reichen Mittel des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins gestützten Vermessungen von Finsterwalder, Schunck, Blümcke, Kerschensteiner und dem Verfasser, welche als nächsten Zweck

hatten, den augenblicklichen Stand des Sulden-, Glieder-, Gepatsch-, Vernagt-, Hochjoch- und Hintereisferners durch möglichst genaue kartographische Aufnahmen der Gletscherzungen und in einigen Fällen auch der Firnfelder festzulegen. Es wurden von Penck und Forster die Gletscher des Sonnblickgebietes, von Fritzsch und Domsch die des Zemmgrundes und des Floitentales vermessen. Neben diesen größeren Arbeiten wurden, ebenfalls vom Alpenverein subventioniert, photographische Aufnahmen und Markierungen der Gletscherenden, sowie häufige Nachmessungen in der Ortlergruppe, im Adamello-Presanellagebiet, in den Ötztaler und Stubaier Alpen und den Hohen Tauern vorgenommen. Auch die auf italienischer Seite abfallenden Alpengletscher wurden mehrfach auf ihre Bewegungstendenz untersucht, so daß bis heute ein reiches Beobachtungsmaterial vorliegt, das uns erlaubt, die nun fast abgelaufene jüngste Vorrückungsperiode der Alpengletscher mit den früheren zu vergleichen. In der folgenden Zusammenstellung sind nur diejenigen Gletscher aufgeführt, von denen Beginn und Ende des Vorstoßes genügend sicher bekannt wurden.

Gletscher	Des Vorstoßes		
	Beginn	Ende	Dauer Jahre
Pelvouxgruppe:			
Glacier blanc	1886	1899	13
„ de la Meije	1884	1892	8
„ du Casset	1890	1891	1
Montblancgruppe:			
Glacier des Bossons	1875	1892	17
„ de la Brenva	1878	1888	10
„ le Trient	1879	1895	16
„ d'Orny	vor 1881	1891	> 10
„ la Neuva	„ 1883	1892	> 9
„ d'Argentière	1881	1893	12
„ les Grands	1884	1895	11
„ de Tacconaz	„ 1889	1892	> 3
„ de Trélatête	„ 1889	1893	> 4
„ de Bionnassay	„ 1889	1893	> 4
„ de Saleina	„ 1889	1893	> 4
„ des Bois	1889	1894	5
„ du Tour	„ 1881	1892	> 11
Walliser Alpen:			
Glacier de Zigiorenove	1879	1896	17
„ de Giétroz	1880	1891	11
Biesgletscher	„ 1883	1887	> 4
Findelengletscher	1893	1895	> 2

Gletscher	Des Wachsens		
	Beginn	Ende	Dauer Jahre
Walliser Alpen:			
Allalingletscher	1880	1894	14
Feegletscher	1879	1893	14
Ferpéclegletscher	1893	1895	3
Arollagletscher	1893	1894	2
Roßbodengletscher	1891	1892	1
Macugnagagletscher	1891	1893	2
Lysgletscher	1884	1889	5
Berner Oberland:			
Rosenlauigletscher	1880	1889	9
Steinengletscher	1888	1890	2
Oberer Grindelwaldgletscher	1881	1898	17
Berninagruppe:			
Roseggletscher	1896	1898	2
Ortlergruppe:			
Rosimferner	1885	1898	13
Zufallferner	1887	1897	10
Fürkeleferner	1887	1897	10
Angelusferner	1893	1898	5
Suldenferner	1884	nach 1903	> 19
Vedretta la Mare	nach 1888	1897	< 9
Adamellogruppe:			
Lobbiagletscher	1887	1895	8
Mandrongletscher	1891	1895	4
Ötztaler- und Stubaiergruppe:			
Fernauferner	1892	1895	3
Feuersteinferner	1892	1895	3
Langtaufererferner	1893	1895	2
Weißseeferner	1894	1899	5
Grünauferner	1892	1897	5
Übeltalferner	1900	1901	1
Vernagtferner	1898	1902	4
Gaisbergferner	1895	1898	3
Diemferner	vor 1901	nach 1903	> 3
Zillertaler Alpen:			
Hornkees	1894	1900	6
Schlegeiskees	1896	1902	6
Floitenkees	1896	—	—
Waxeggkees	1896	1902	6
Gliederferner	1892	1899	7
Hohe Tauern:			
Ködnitzkees	1896	1897	1
Untersulzbachkees	1897	1900	3
Großelendkees	1901	—	—

Dieser Liste wären noch etwa 40 Gletscher hinzuzufügen, von denen bekannt ist, daß sie am Vorstoß beteiligt waren, für die aber entweder Beginn oder Ende desselben nicht angebbar sind.

Von den etwa 250 beobachteten Alpengletschern haben während der letzten 25 Jahre nur 90 eine Verlängerung ihrer Zunge erfahren, während die übrigen, wie die meisten großen Talgletscher, an den Enden immer mehr abschmolzen und ihre Zunge verkürzten. Es ist möglich, daß für eine Anzahl derselben sich Änderungen in der Dicke vollzogen haben, welche eine Volumvergrößerung der Zungen bewirkten, die aber mangels genügender Messungen nicht festgestellt werden konnten. Für eine Anzahl der Gletscher aber, wie Hintereis-, Hochjoch-, Gepatsch- und Alpeinerferner, die Pasterze, sowie für den Rhonegletscher haben auch solche Messungen stattgefunden und auf Grund derselben konnte nur die ununterbrochene Volumabnahme der Zungen während der letzten 40 bis 45 Jahre erwiesen werden.

Die Vorstoßperiode vom Ende des 19. Jahrhunderts erwies sich also nicht als eine allgemeine, alle Gletscher der Alpen beeinflussende; sie war eine partielle und trat in den meisten Fällen mit geringerer Intensität auf, als ihre beiden Vorläuferinnen.

Der Eintritt des Anwachsens einzelner Gletscher erfolgte:

	In den Jahren	Durchschnittliche Dauer des Wachstums Jahre
In der Montblancgruppe	1876 bis 1889	11
„ den Walliser Alpen	1879 „ 1893	7
„ „ Berner „	1880 „ 1888	10
„ „ Bernina „	1896	2
„ „ Ortler „	1884 „ 1893	11
„ „ Ötztaler „	1892 „ 1901	3
„ „ Zillertaler „	1892 „ 1896	6
„ „ Tauern	1896 „ 1901	2

Danach sind die Alpengletscher, von der Berninagruppe abgesehen, um so später in das Stadium des Wachsens eingetreten, je weiter östlich sie gelegen sind und im gleichen Sinne fand eine Abnahme der durchschnittlichen Dauer (und wohl auch der durchschnittlichen Intensität) des Wachstums statt. In keinem Gebiete traten alle Gletscher gleichzeitig in die neue Bewegungsphase und die Dauer der letzteren ist ganz verschieden für die einzelnen Eisströme. Das ist das nächste Ergebnis, welches das Beobachtungsmaterial liefert, das bis jetzt über den jüngsten Vorstoß der Alpengletscher vorliegt. Dazu kommt noch, daß für eine Anzahl der Gletscher, die im letzten Vierteljahrhundert einen Maximalstand erreicht hatten und wieder zu schwinden begannen, neuerdings ein Anwachsen eingetreten ist.

Da für eine große Zahl der Gletscher im weiten Gebiete der Alpen die Verlängerung der Zunge innerhalb zweier Jahrzehnte, bei früheren Vorstößen sogar innerhalb eines viel kürzeren Zeitraumes stattfand. müssen wir wohl daran denken, daß die Hauptursache der Gletschervorstöße entweder vollständig oder doch nahezu gleichzeitig in den ganzen Alpen wirkt und weil wir die Existenz der Eisströme nur auf die klimatischen Verhältnisse der Örtlichkeit zurückführen können, so bleibt als diese gemeinsame Ursache des Gletscherwachstums nur die Annahme einer Änderung der klimatischen Bedingungen, unter denen das Eis besteht. Sobald die Menge der Niederschläge im Sammelgebiet größer wird, muß auch die Menge des in der Zunge abfließenden Eises wachsen; wenn die Abschmelzung an der Zunge geringer wird, während die Massenzufuhr von oben ungeändert bleibt, muß die Gletscherzunge an Ausdehnung gewinnen. Wenn nun beide Umstände, die einer Vergrößerung der Zunge günstig sind, gleichzeitig eintreten, wie es in besonders feuchten und kühlen Jahrgängen der Fall ist, dann sind die Bedingungen für ein Vorschreiten der Gletscherenden gegeben. Es fragt sich also zunächst, ob solche feuchtkalte Jahrgänge mit einer gewissen Regelmäßigkeit und für größere Gebiete allgemein auftreten. Die Frage kann nach dem, was im zweiten Abschnitt über Klimaschwankungen ausgeführt wurde, bejaht werden. Nach Ed. Brückners eingehenden Untersuchungen kommen nach einer längeren Reihe trockenwarmer Jahre eine Anzahl feuchtkalter. Die durchschnittliche Dauer der ganzen Periode beträgt 34,8 Jahre. Es ist also zunächst zu untersuchen, ob auch für die Gletscherschwankungen eine Periode von gleicher Dauer festgestellt werden kann und ob diese zeitlich mit jener zusammenfällt. In seiner „Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher“ kommt Ed. Richter zu dem Ergebnis, daß die neun Vorstoßperioden der Alpengletscher, über welche seit 1592 mehr oder minder zahlreiche Nachrichten vorliegen, eine Periodendauer von nahezu 35 Jahren liefern. Die Länge der Perioden schwankt dabei zwischen 20 und 45 Jahren. Zeitlich treffen die Jahre, aus denen Gletscherhochstände gemeldet werden, annähernd mit Brückners feuchten und kalten Jahrgängen zusammen.

Es hat also den Anschein, als ob durch Richters Darlegungen die Frage nach der Ursache der Gletscherschwankungen ausreichend beantwortet wäre. Und doch liegt die Sache durchaus noch nicht so klar.

Selbst wenn wir uns auf das Alpengebiet beschränken, treten uns recht auffällige Ungleichheiten entgegen, welche das Verhalten unmittelbar benachbarter Gletscher sowohl als das einzelner Gruppen zeigt. Wir finden, daß nur ein Teil der Eisströme den jüngsten Vorstoß mitmachte und daß andere, darunter einige der bestbeobachteten, die Folgen der feuchtkalten Periode der achtziger Jahre bis jetzt nicht erkennen ließen. Es zeigt sich bei näherer Betrachtung, daß die Dauer einer

ganzen Schwankung für den einzelnen Gletscher schon recht verschieden wird, und daß insbesondere die Gletscher, von welchen ältere, genügend genaue Nachrichten vorliegen, als Dauer der Periode, die einer und derselben Klimaschwankung entspräche, ganz verschiedenartige Zahlenwerte liefern. Die Koinzidenz der Brücknerschen Klimaperiode mit der der Gletscherschwankungen ist deshalb noch nicht allgemein anerkannt und noch in seinem jüngsten Berichte über die Schwankungen der Alpengletscher kommt F. A. Forel zu dem Schlusse, daß er E. Richters Folgerungen nicht beistimmen könne.

Nach Forels Zusammenstellungen kann man aus sicheren Nachrichten über die Dauer der Periode folgendes angeben:

Es war	7	mal	diese	Dauer	20	bis 30	Jahre
	11	„	„	„	30	„ 40	„
	6	„	„	„	40	„ 50	„
	5	„	„	„	50	„ 60	„

Als arithmetisches Mittel ergibt sich allerdings 38 Jahre, eine Zahl, die mit der Dauer des Brücknerschen Zyklus fast übereinstimmt. Doch muß dabei berücksichtigt werden, daß hier nur die Periode für die beweglicheren Gletscher angegeben wurde; die letzte der trägeren ist noch nicht abgeschlossen; sie entfallen aus der statistischen Aufzählung, die hier zugrunde gelegt ist — sie bilden aber weitaus die Mehrzahl unter den Gletschern der Alpen. Nur etwa 100 derselben sind Ende des 19. Jahrhunderts ins Vorrücken gekommen.

So müßte man also versuchen, das Zusammenfallen der Gletscherschwankungen mit anderen, als den Brücknerschen Klimaschwankungen zu erweisen? Auch dieser Versuch ist gemacht worden und gerade die erste zusammenfassende Arbeit, welche H. Fritz 1879 über die periodischen Längenänderungen der Gletscher veröffentlichte, gipfelt in der Behauptung, diese Periode stimme der Dauer nach überein mit der 11jährigen Sonnenfleckenperiode. Diese und Brückners 35jährige sind aber bisher die einzigen längeren Perioden, welche das Klima oder wenigstens die das Klima in hohem Maße beeinflussende Sonnentätigkeit wirklich besitzt. Daß die Periode der Gletscherschwankungen länger als 11 Jahre währt, erhellt aus dem oben mitgeteilten Material auf den ersten Blick. Es könnte also höchstens eine noch länger als 35 Jahre dauernde Klimaschwankung, eine 40- bis 50jährige, zur Erklärung der Gletschervorstöße gesucht werden. Eine solche ist aber bisher nicht gefunden worden. Und wenn es gelänge sie aufzufinden, so wäre die Zahl der Gletscher mit kürzerer Periode doch wieder so groß, daß kaum eine bessere Übereinstimmung als mit der Brücknerschen bestehen würde. Für jeden Fall sind die Verschiedenheiten in dem Verhalten der Gletscher derart große, daß wir gezwungen sind, gerade nach der Ursache dieser Verschiedenheiten zu suchen — die klimatische Periode dauere so lange oder so kurz, als es die zugrunde gelegte Annahme verlangt.

Setzen wir also zunächst voraus, die Brücknersche 35jährige Klimaschwankung sei die Ursache der periodischen Änderungen, denen Länge und Volumen der Gletscherzungen unterworfen ist! Zur Erklärung des verschiedenartigen Verhaltens benachbarter Gletscher kämen dann in Betracht: 1. Die Möglichkeit, daß sich die klimatischen Verhältnisse auch in eng benachbarten Tälern sehr unterschiedlich gestalten. 2. Der ganz verschiedene Bau der Becken, in welche die Eismassen eingelagert sind.

Über den ersten Punkt fehlt uns ein absolut sicheres Urteil so lange, als, wie bisher, nicht genaue Aufzeichnungen der meteorologischen Elemente für benachbarte Gletscherbecken in langen Jahresreihen und von vielen Stationen vorliegen. Nur ganz im allgemeinen können wir sagen, daß die Wahrscheinlichkeit, die Größe der klimatischen Unterschiede erreiche schon bei aneinander angrenzenden Gletscherbecken Werte, aus denen das verschiedenartige Verhalten der Gletscher erklärbar sei, keine sehr geringe ist. Das ist außer Zweifel, daß ein Gletscher, dessen Firnbecken gegen die in einer Gebirgsgruppe vorherrschende Windrichtung offen liegt, reichlicher ernährt wird als einer, dessen Firnfeld auf dem meistens die Leeseite bildenden Gebirgsabhang gelegen ist, denn die aufsteigenden Luftströme kühlen sich ab; die in ihnen enthaltene Feuchtigkeit wird zumeist noch während des Aufsteigens kondensiert. Dagegen wird die über den Gebirgskamm kommende Luft auf der Leeseite zusammengepreßt und wärmer, so daß sie bald neue Feuchtigkeit aufzunehmen vermag und austrocknend wirkt. Der Unterschied in der Ernährung zweier benachbarter, auf verschiedenen Seiten eines Kammes liegender Gletscher wird um so bedeutender werden, wenn die Winde, welche am häufigsten wehen, auch gleichzeitig die feuchtere Luft führen. Welches aber sind in den alpinen Hochtälern die vorherrschenden Winde? Diese Frage ist wohl nur für ganz wenige Fälle zu beantworten, denn da die Alpen fast genau in der Richtung der regenbringenden West- und Nordwestwinde verlaufen, ist bei ihnen von einer ausgesprochenen Regenseite nicht zu reden. In den einzelnen Längs- und Quertälern aber erfahren die Luftströmungen Richtungsänderungen, die sich nicht allgemein voraus-bestimmen lassen. Nur die Montblanckette stellt sich quer in den Weg der westlichen Winde und man könnte deshalb erwarten, daß die Gletscher des Nordwestabhanges dieser Gruppe wegen der reichlicheren Ernährung früher auf klimatische Schwankungen reagieren als die der Südostseite; man könnte erwarten, daß die Gletscher der Montblancgruppe, der höchsten Maßerhebung der Alpen, den größten Teil der von Westen her zuströmenden Luftfeuchtigkeit abfangen, so daß die weiter östlich gelegenen Gletschergebiete von trockenerer Luft bestrichen werden und deshalb weniger Niederschläge ansammeln. In ähnlicher Weise müßten die Riesen des Berner Oberlandes für die östlich von ihnen liegenden Gruppen als Feuchtigkeitsschirme wirken usw. Es ist

einleuchtend, daß man den Einfluß dieser Verhältnisse auf die Ernährung der Firngebiete nicht ohne weiteres leugnen kann. Das langsame Vorschreiten (verbunden mit Intensitätsabnahme) der jüngsten Wachstumsperiode von West nach Ost entspricht anscheinend recht wohl diesen Verhältnissen.

Für die Montblancgruppe scheint auch tatsächlich bei den letzten Vorstößen der Unterschied zwischen Luv- und Leeseite bestanden zu haben — jedoch nicht allgemein, denn Glacier de la Brenva und Glacier des Bois machen Ausnahmen; ersterer rückte viel früher, letzterer wesentlich später vor als die anderen auf der nämlichen Seite des Gebirgsstockes gelegenen Gletscher.

In den übrigen Gruppen der Alpen haben wir ähnliche Unterschiede im Termin des Wachsens benachbarter Gletscher. Worauf sollen nun diese zurückgeführt werden, wenn klimatische Verschiedenheiten zur Erklärung nicht ausreichen? In welcher Weise macht sich der Bau der Gletscherbecken hier geltend? Welche der orographischen Daten eines solchen haben wir in erster Linie zu berücksichtigen?

Einfluß der orographischen Verhältnisse.

Die Beantwortung dieser Fragen hängt wesentlich davon ab, welche Vorstellung wir uns über den Abfluß der Eismassen aus dem Firngebiet machen. Dürfen wir denselben als einen kontinuierlichen betrachten, bei welchem jede Vergrößerung der treibenden Masse des Firns, also jede Zunahme der Niederschlagsmenge auch sofort eine Verlängerung und raschere Bewegung der Gletscherzunge zur Folge hat, so ist es selbstverständlich, daß eine allgemeine klimatische Schwankung auch Veränderungen der Gletscher zur Folge hat, welche bei allen Gletschern eines Gebietes gleichzeitig in demselben Sinne einsetzen. Haben wir aber den Abfluß als einen stoßweisen anzusehen, so daß immer erst dann, wenn im Firnfeld hinreichend große Massen aufgespeichert sind, der Druck derselben genügt, um die vorgelagerte, langsam bewegte Zunge in eine beschleunigte Bewegung zu versetzen, so ist klar, daß der Zeitpunkt des Vorschreitens für die einzelnen Gletscher verschieden sein muß, selbst wenn die eigentliche Ursache des Anwachsens, eine Reihe kühler, niederschlagsreicher Jahre, für alle Gletscher eines Gebietes dieselbe ist. Je besser die Aufspeicherung der Niederschläge stattfinden kann, um so länger wird es dauern, bis der Vorstoß der Gletscherzunge erfolgt. Je ungehinderter der Abfluß aus der Sammelmulde sich vollziehen kann, um so mehr wird der Zeitpunkt des Vorschreitens mit dem Beginn der reichlicheren Niederschläge zusammenfallen, um so kontinuierlicher ist die Strömung des Eises. Gletscher solcher Art werden für die ganze Dauer der feuchtkalten Periode große Ausdehnung besitzen und mit Beginn trocken-warmer Zeitläufe auch zu schwinden anfangen. Gletscher, welche aufspeichern können, werden während der ersten Jahre

des feuchtkalten Wetters an ihrem Ende noch starken Rückgang aufweisen; sobald die Bedingungen für den Vorstoß erfüllt sind, wird in kurzer Zeit mit enormer Geschwindigkeit die angesammelte Eismasse in das Tal hinausgedrückt. Beide Arten des Verhaltens kommen vor und sind durch den Glacier des Bossons einerseits und den Vernagtferner andererseits repräsentiert. Ein Vergleich der äußeren Formen dieser Gletscher zeigt recht deutliche Unterschiede, welche auch die Fig. 51 und 55, 56 erkennen lassen. Steil und mit geringer Deformation gehen die Eismassen des Bossonsgletschers vom Montblanc bis ins Chamonixtal herab; mit wesentlich schwächerem Gefälle strömt das Eis des Vernagtferners aus einer weiten Sammelmulde durch einen verhältnismäßig engen Querschnitt in das Zungengebiet.

Der Einfluß der orographischen Verhältnisse macht sich sowohl bezüglich der horizontalen als in bezug auf die vertikale Gliederung des Gletschers geltend. Die großen Talgletscher, deren Zungen weit herabreichen und deshalb für die Beobachtungen am bequemsten sind, haben meistens als Sammelgebiete große Mulden, aus denen das Eis in ein mehr oder minder enges Tal abfließt. Je weiter die Mulde im Verhältnis zur Talbreite ist, um so stärker ist die Einschnürung, welche der Eisstrom erfährt, um so ungünstiger gestalten sich die Abflußbedingungen für denselben. Um in dieser Hinsicht einen Vergleich für einzelne Gletscher zu ermöglichen, zerlegte ich jeden derselben in einen schiebenden, oberhalb der Einschnürungsstelle gelegenen und einen unterhalb derselben liegenden, geschobenen Teil. Da über die Tiefen der Gletscher so gut wie nichts bekannt ist, konnten natürlich nur die in den Karten angegebenen Oberflächendimensionen benutzt werden. Wo die Einschnürung nicht scharf definiert ist, wurde die Breite des Gletschers an der Firnlinie als die Breite des Einströmungsquerschnittes der Gletscherzunge angesetzt. Mit dem Planimeter wurden auf den Karten (in 1 : 50000) die Flächen der Horizontalprojektionen der schiebenden Teile bestimmt; die Division derselben durch die Länge der auf dem Einströmungsquerschnitt senkrechten Hauptbewegungslinie ergab die mittlere Breite des schiebenden Teiles. Denkt man sich die Fläche des letzteren in ein gleich großes Trapez verwandelt, dessen kleine Parallelseite die Breite des Einströmungsquerschnittes e, dessen Mittellinie die gefundene „mittlere Breite“ b und dessen Höhe die Länge l der Hauptbewegungslinie ist, so bilden die nichtparallelen Seiten mit der Gletscherachse Winkel, deren trigonometrische Tangente durch den Bruch $(b - e)/2\,l$ gegeben ist. Je größer diese Winkel sind, um so ungünstiger gestaltet sich der Abfluß der Eismengen, um so mehr muß der Gletscher im Gebiet des schiebenden Teiles anstauen. Für 96 Alpengletscher wurden diese „Stauwinkel“ bestimmt; ihre Werte sind in den folgenden Tabellen enthalten.

Um den Einfluß der vertikalen Gliederung beurteilen zu können, habe ich die mittlere Neigung von Firn und Abschmelzgebiet bestimmt,

Fig. 51.

Glacier des Bossons und Glacier de Tacconaz vom Mont Brévent bei Chamonix.

Nach einer Photographie von Gebr. Wehrli, Kilchberg bei Zürich.

soweit in den mir verfügbaren Karten die Höhenlinien eingezeichnet sind. Nachdem das Material gesammelt war, habe ich versucht, einen Empfindlichkeitskoeffizienten für die einzelnen Gletscher aufzustellen. Ich war mir wohl bewußt, daß ein solcher bei der Unvollkommenheit unserer Kenntnisse über den Mechanismus der Gletscherschwankungen nur in roher Annäherung Geltung beanspruchen kann und daß die Mangelhaftigkeit einzelner der benutzten Karten und die daraus folgende Ungenauigkeit der ermittelten orographischen Werte eine genauere Prüfung dieses Koeffizienten an Hand der gleichfalls mangelhaften Erfahrungen über Beginn und Größe der Gletschervorstöße sich schwierig gestaltet.

Die Ableitung des Koeffizienten

$$E_1 = K \cdot \frac{\sin \alpha}{l \,.\, \cos \beta} = k \,.\, 10^4 \,.\, E,$$

in welchem Ausdrucke K eine Konstante, α den mittleren Neigungswinkel des Firnfeldes, $l \,.\, \cos \beta$ die mittlere Länge der Horizontalprojektion des Abschmelzgebietes bezeichnet, ist in dem Abschnitt: Anwendungen der Strömungstheorie angegeben.

Je größer E, um so rascher reagiert das Zungenende auf Schwankungen des Auftrages im Firn. Die Werte von E für die untersuchten Alpengletscher enthalten die folgenden Tabellen ebenfalls.

Montblancgruppe.

	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \,.\, 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Glacier des Bossons . .	3	—	2 900	—	1875
„ des Bois	35	—	10 000	—	1889
„ d'Argentière . .	10	—	8 000	—	1881
„ du Tour	6	—	2 800	—	1881
„ des Grands . . .	22	34	1 250	4,1	1884
„ du Trient . . .	13	20	2 750	1,3	1879
„ de Saleina . . .	14	33	4 000	1,3	vor 1889?
„ de la Neuva . .	22	36	1 250	4,7	„ 1883?
„ de la Brenva . .	8	43	1 800	3,8	1878
„ Pre de Bar . . .	6	35	2 250	2,6	—
„ de Triolet . . .	19	24	2 500	1,6	—

Der Gletscher du Trient, welcher mit ziemlich kleinem Wert von E doch schon sehr bald vorzurücken begann, hat ein sehr schmales Zungenende, das außerdem noch ziemlich steil abfällt. (Leider fehlen auf den Karten des französischen Teiles der Montblancgruppe Höhen-

linien; deshalb konnte für die vier ersten Gletscher der Tabelle die Neigung des Firns nicht ermittelt werden.)

Gletscher des Mont Velan und Grand Combin.

	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
de Boveyre	4	36	1400	4,2	vor 1892
de Corbassière	7	26	5200	0,8	1897
du Mt. Durand	17	17	3000	1,0	—
d'Otemma	8	18	3000	0,9	—
de Breney	11	27	3500	1,3	—
de Giétroz	10	19	1100	3,0	1880?
de Zigiorenove	7	39	2300	3,0	1879

Der Glacier de Boveyre, der unter allen Gletschern dieser Gruppe die günstigsten Abflußbedingungen hat, ist wahrscheinlich lange vor 1892 in das Stadium des Wachsens eingetreten; es ist aber auch möglich, daß das Knie von fast 90°, welches seine Zunge (im horizontalen Sinne) besitzt, die starke Verzögerung verursacht. Giétroz hat bei sehr schwacher Neigung des Firns eine kurz entwickelte Zunge; es ist nicht unbedingt sicher, ob er 1880 gewachsen ist. Von den übrigen Gletschern dieser Gruppe hat de Corbassière noch die günstigsten Abflußverhältnisse; seine schwach geneigte, lange Zunge verzögert das Vorschreiten um 21 Jahre.

Walliser Alpen.

Gletscher	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Arolla	15	27	5400	0,8	1892
Ferpécle	12	24	5000	0,6	1892
Moiry	4	24	2750	1,5	1886
Zinal	24	29	5400	0,9	—
Turtmann	9	23	3000	1,3	1894?
Bies	13	43	1500	4,5	vor 1883
Hohlicht	15	28	2500	1,9	—
Trift	15	35	800	7,2	1883?
Hohwäng	5	29	550	8,8	vor 1887?
Zmutt	22	24	5200	0,8	—
Gorner	19	27	6500	0,7	—
Findelen	14	20	4300	0,8	vor 1893
Macugnaga	7	45	2800	2,5	1880
Schwarzenberg	5	21	2500	1,4	1892
Allalin	5	32	2250	2,3	1881
Fee (oberer)	16	34	2000	2,8	1880
Hohbalen	4	46	900	7,8	vor 1883?
Ried	10	25	2700	1,6	—
Laquin	5	50	3200	2,4	vor 1887?

Arolla, Ferpécle und Findelen haben fast dieselbe Empfindlichkeit, aber geringere Stauwinkel als Zinal, Zmutt und Gorner; sie sind, wenn auch spät, ins Wachsen gekommen. Die beweglichsten Gletscher dieser Gruppe, die mit einer Verspätung von höchstens acht Jahren vorzuschreiten begannen, haben Werte von $E.10^4$, welche größer als 2 sind.

Finsteraarhorn und Galenstock.

Gletscher	Stauwinkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E.10^4$	Beginn des Vorstoßes
Großer Aletsch	22	20	18 500	0,2	—
Oberer Aletsch	37	26	6 800	0,6	—
Fiescher	22	24	8 000	0,5	—
Unteraar	20	29	10 000	0,5	—
Oberaar	12	24	4 000	1,0	—
Rosenlaui	9	24	2 300	2,1	1880
Gauli	37	23	4 000	1,0	—
Oberer Grindelwald . .	27	28	2 700	1,8	1881
Unterer Grindelwald . .	32	32	5 000	1,1	—
Rhone	9	20	4 300	0,9	—
Trift	20	22	5 000	0,7	—
Steinen	15	28	3 500	1,4	1888?

Die Gletscher der Finsteraarhorngruppe sind wenig empfindlich gegenüber denen des Montblancgebietes. Auffallend ist die Differenz im Verhalten der beiden Grindelwaldgletscher, von denen der obere schon 1880, der untere, mit nur wenig ungünstigeren Abflußbedingungen, gar nicht an der Vorstoßperiode teilnimmt. In früheren Perioden haben diese beiden Gletscher fast gleichzeitig zu wachsen begonnen.

Berninagruppe.

Gletscher	Stauwinkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E.10^4$	Beginn des Vorstoßes
Morteratsch	14	28	5000	0,9	—
Roseg	20	23	3750	1,0	1896
Tschierva	13	35	2750	2,1	1896
Forno	16	23	4800	0,8	—
Albigna	16	24	2700	1,5	—

Die günstigsten Abflußbedingungen hat der Tschiervagletscher, dessen Anwachsen auch das Vorschreiten des Roseggletschers, mit welchem er zusammenfließt, zuzuschreiben ist.

Ortler- und Adamellogebiet.

Gletscher	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Unterer Ortler	12	29	1800	2,7	vor 1890
Sulden	38	29	1500	3,2	1894
Angelus	13	21	1450	2,5	1893
Fürkele	4	26	1000	4,3	1887
Langen	16	21	2200	1,6	—
Zufall	6	26	1300	3,4	1887
la Mare	14	29	2000	2,4	1890
del Forno	38	25	3400	1,3	1897
Mandron	12	16	3500	0,8	1891
Lobbia	14	20	1500	2,3	1887

Der Empfindlichkeitskoeffizient ist für alle Gletscher der Ortlergruppe ziemlich groß; die größten Werte desselben treffen wiederum auf die raschesten Individuen. Den Einfluß des Stauwinkels läßt der Vergleich zwischen Zufall- und Suldenferner deutlich erkennen, von denen der erstere sieben Jahre vor dem anderen zu wachsen beginnt. Für die Mehrzahl der hier angeführten Gletscher ist die Neigung der Zunge größer als die des Firnes. Beim Mandrongletscher, der bei ziemlich ungünstigen Abflußbedingungen schon 1891 zu wachsen begann, ist jedenfalls zu beachten, daß sein Zungenende ein ganz schmaler, steil zwischen engen Felsen abfallender Eislappen ist.

Ötztaler- und Stubaier Alpen.

Gletscher	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Langtauferer	13	29	2600	2,3	1893
Weißsee	15	24	1000	4,1	1894
Gepatsch	11	14	4500	0,5	—
Hintereis	8	18	5600	0,6	—
Kesselwand	5	15	1250	1,7	—
Guslar	15	19	1300	2,5	1895?
Vernagt	24	18	1800	1,7	1898
Mittelberg	30	16	3000	0,9	—
Taschach	45	26	2000	2,2	1897
Hochjoch	13	19	2600	1,2	—
Marzell	5	27	3400	1,3	—
Schalf	27	18	3600	0,9	—

Gletscher	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Diem	8	22	1200	3,1	vor 1901 1893?
Gurgler	8	14	5200	0,5	—
Langthaler	3	22	3200	1,2	—
Rothmoos	13	26	2200	2,0	—
Gaisberg	10	29	1900	2,6	1895
Feuerstein	6	17	1000	2,9	1892
Übeltal	17	16	1300	2,1	1901
Freiger	16	29	1200	4,0	1892
Sulzenau	10	29	1700	2,9	1896
Alpeiner	16	20	1800	1,9	—
Sulztaler	17	21	1900	1,8	—
Fernau	11	21	850	4,2	1892

Von den Ötztaler und Stubaier Gletschern sind bisher nur diejenigen mit den größten Werten von $E \cdot 10^4$ vorgerückt. Als die nächsten, von denen noch ein Vorschreiten zu erwarten wäre, müssen Alpeiner-, Rothmoos-, Kesselwand- und Marzellferner angesehen werden. Der Alpeiner Ferner hat kein Wachsen, wohl aber von 1901 bis 1903 einen fast stationären Stand gezeigt. Auffällig ist, daß der mit verhältnismäßig günstigen Abflußbedingungen ausgestattete Diemferner erst um 1901, der stark gestaute, mäßig geneigte Vernagt dagegen schon 1898 eine Verlängerung seiner Zunge erfuhr.

Zillertaler Gruppe.

Gletscher	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Glieder	10	26	1550	2,8	1892
Schlegeis	24	31	1600	3,2	1896
Waxegg	18	26	1700	2,5	1896
Horn	26	28	2200	2,1	1894
Schwarzenstein	20	27	2200	1,9	—
Floiten	11	29	2300	2,1	1896

Die Gletscher der Zillertaler Gruppe haben verhältnismäßig große Neigungswinkel; auch E erreicht einen ziemlich großen Wert. Sie sind fast alle, wenn auch mit 20 Jahren Verspätung gegenüber den Montblancgletschern, zum Wachsen gekommen.

Venediger- und Glocknergruppe.

Gletscher	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$	Beginn des Vorstoßes
Umbal	17	23	3000	1,3	—
Dorfer	23	17	2600	1,7	—
Mullwitz	12	19	3100	1,0	—
Obersalzbach	47	16	3000	0,9	—
Untersalzbach	10	22	3400	1,2	1897
Pasterzen	16	22	5400	0,7	—

Überblicken wir das gesamte hier gegebene Material, so zeigt sich: In jeder Gruppe der Alpen treffen auf die vorgeschrittenen Gletscher größere Werte von E als auf die, welche nicht gewachsen sind. In jeder Gruppe ändert sich der Wert von E fast genau in derselben Weise, wie die Zeit, zu welcher das Vorschreiten des Gletschers begann, näher an den Beginn der Vorstoßperiode zu liegen kommt. Innerhalb jeder Gruppe des Gebirges reagieren die Gletscher um so schneller auf zunehmenden Niederschlag im Firn, je größer die Neigung des Firns, je kürzer und steiler die Zunge, je geringer die Stauung ist, die die Eismasse auf ihrem Wege aus dem Sammelbecken ins Abflußtal erfährt.

Gruppe	Stau-winkel Grad	Neigung des Firns Grad	Länge der Zunge m	$E \cdot 10^4$
Mont Blanc	15	32	2300	2,9
Combin	7 12	30 21	2500 3200	2,7 1,1
Wallis	9 18	32 25	2500 4500	3,2 1,2
Finsteraarhorn	17 23	27 22	2800 7300	1,8 0,7
Bernina	16 15	29 25	3250 4200	1,5 1,0
Ortler-Adamello	17 16	23 21	1900 2200	2,5 1,6
Ötztal-Stubai	17 14	23 19	1600 3300	2,9 1,3
Zillertal	17 20	28 25	1900 2200	2,5 1,9
Tauern	10 23	22 21	3400 3400	1,1 1,0
Mittel	14 18	28 22	2200 4400	2,7 1,1

Stellen wir die Mittelwerte für die einzelnen Gruppen zusammen, so erhalten wir vorstehende Übersicht.

Dabei gelten in jeder Gruppe die oberen, nach links verschobenen Zahlen für die vorgeschrittenen, die unteren für die noch nicht gewachsenen Gletscher. Die Zahlen selbst sind einfache arithmetische Mittel.

Betrachten wir zunächst das „Gesamtmittel", so ergibt sich, daß die Abflußbedingungen der vorgeschrittenen Gletscher in allen Einzelheiten wesentlich günstiger sind als die der nicht gewachsenen. Für die verschiedenen Gruppen ergibt sich, mit Ausnahme der Stauwinkel für Bernina-, Ortler- und Ötztaler Alpen, das gleiche Resultat. In der ganzen Reihe der Gletscher, welche bis jetzt die letzte Wachstumsperiode mitgemacht haben, finden sich nur wenige, deren Abflußbedingungen ungünstiger ermittelt wurden, als das Mittel für die nicht vorgerückten der untersuchten Talgletscher. Diese Ausnahmen betreffen hauptsächlich die Walliser Alpen; Arolla-, Ferpécle-, Findelengletscher und der Glacier de Corbassiére in Entremont haben sehr geringe Empfindlichkeit, sie sind allerdings auch unter den letzten, die in diesen Gebirgsgegenden zum Wachsen kamen.

Am empfindlichsten erscheinen die Gletscher der Montblancgruppe, die der Ortler- und Zillertaleralpen und die mit kurzen Zungen in den Walliser und Ötztaler Bergen. Am trägsten sind die im allgemeinen sehr großen Gletscher des Finsteraarhorn- und Berninagebietes.

Berücksichtigt man, daß die Änderung der Geschwindigkeit eines Gletschers sowohl von der Änderung der Niederschlagsmenge im Firn, als von einer solchen der Ablationsverhältnisse abhängt und daß diese Änderungen kaum für das ganze Alpengebiet in gleicher Weise erfolgten, so ist einleuchtend, daß auch die gefundenen Werte von E für die einzelnen Gebirgsgruppen verschieden ausfallen. Eine genauere Kenntnis der klimatischen Faktoren, welche auf das Leben des Gletschers von Einfluß sind, sowie deren Änderungen, würde auch den Faktor K im Ausdruck für E noch zu berücksichtigen erlauben.

Es erscheint mir, unter Beachtung der Verschiedenheiten, welche die klimatischen Änderungen in den einzelnen Alpengruppen haben können, gerechtfertigt, wenn aus dem vorliegenden Material über die Abflußbedingungen der Alpengletscher folgende Schlüsse gezogen werden:

1. Die im Firngebiet anfallenden Niederschläge werden von den Gletschern, je nach ihren Neigungs- und Stauverhältnissen, aufgespeichert und führen erst mit entsprechender Verzögerung zu Änderungen in der Lage der Gletscherenden.

2. Die Intensität der Klimaschwankung war nicht in allen Alpenteilen gleich groß; sie war in den Westalpen bedeutender als in den Ostalpen, denn die durchschnittliche Dauer des Wachsens ist bei den Ostalpengletschern geringer als bei denen der westlichen Gruppen.

Nach diesen Darlegungen dürfen wir für das ganze Alpengebiet als Ursache des jüngsten Gletschervorstoßes die in der Zeit von 1875

bis 1892, während welcher der Glacier des Bossons hohen Stand behielt, eingetretene Periode reicheren Niederschlages und geringer Abschmelzung ansehen. Für die feuchtkalten Zeiträume, während deren ein Wachsen der Gletscher verursacht wurde, erhalten wir also im 19. Jahrhundert die Daten 1812 bis 1818, 1835 bis 1853, 1875 bis 1892. Die entsprechenden feuchten Jahrgänge von E. Brückners Klimaperioden sind:

1806 bis 1825, 1841 bis 1855, 1871 bis 1885,

die kalten:

1806 bis 1820, 1836 bis 1855, 1876 bis 1890.

Demnach findet eine recht gute Übereinstimmung zwischen den Perioden der Klimaschwankungen und der Gletscherschwankungen statt. Aber nicht nur für das 19. Jahrhundert, sondern auch für die früheren Zeiten findet sich, wie E. Richter gezeigt hat, die Koinzidenz der beiden Perioden bestätigt. Es läßt sich zwar für die Vorstoßperioden des 17. und 18. Jahrhunderts, wie früher schon angegeben wurde, nicht immer der Beginn des Vorstoßes mit Sicherheit bestimmen; auch sind es nicht immer die nämlichen Gletscher, auf welche sich die überlieferten Nachrichten beziehen. Aber das von Herrn Professor Richter kritisch gesichtete Urkundenmaterial, aus welchem die Daten oben mitgeteilt wurden, erlaubt uns doch, eine tabellarische Übersicht zu geben, aus welcher mit hinreichender Deutlichkeit das Zusammenfallen der Brücknerschen Klimaperioden mit denen der Gletscherschwankungen hervorgeht. Ziehen wir noch in Betracht, daß die Empfindlichkeit der Gletscher, von deren Vorstößen unsere Vorfahren berichten, recht verschieden ist und daß auch damals in den einzelnen Gruppen der Alpen die Änderungen der klimatischen Elemente nicht den nämlichen Betrag ausmachten, so kann uns die zeitliche Übereinstimmung beider Perioden genügend sichergestellt erscheinen.

Jahre des Gletscherhochstandes	E. Brückners Jahrgänge		Charakter der Vorstoßperiode (nach E. Richter)
	feuchte	kalte	
1594—1605	—	1591—1600	Intensiv und rasch.
1631—1636	—	1611—1635	Rückgang und neuer Vorstoß gering.
1677—1681	—	1646—1665	Intensiv; in den ganzen Alpen gleichzeitig.
1716—1724	1691—1715	1691—1705	Nicht charakterisiert.
1736—1748	1736—1755	1736—1759	Schwach, aber lang andauernd.
1771—1786	1771—1780	1766—1785	Intensiv.
1812—1818	1806—1825	1806—1820	Sehr intensiv und kurz.
1835—1853	1841—1855	1836—1855	Lang dauernd; nur teilweise stark.
1875—1892	1871—1885	1876—1890	Schwach und nicht allgemein.

Das ist das Ergebnis, zu welchem die Untersuchung der Nachrichten über das Verhalten der Alpengletscher führt. Der Parallelismus zwischen Gletscherschwankungen und etwa 35 jährigen Klimaschwankungen, der sich herausstellt, führt zu der Frage, ob denn auch aus anderen Gletschergebieten Schwankungen zu derselben Zeit beobachtet wurden; denn die Brücknerschen Klimaschwankungen sind, wie früher schon hervorgehoben wurde, auf kosmische Ursachen zurückzuführen und deshalb wohl auf der ganzen Erde gleichzeitig oder doch fast gleichzeitig wirksam.

b) Andere Gletschergebiete.

Eingehendere Untersuchungen, in denen das gesamte Material älterer Aufzeichnungen gesichtet und kritisch verwertet wurde, besitzen wir über die Gletscherschwankungen außeralpiner Gebiete nur eine: die umfangreiche Arbeit von Charles Rabot, der in „Les variations de longueur des glaciers dans les régions archiques et boreales" ein Werk lieferte, in welchem die Geschichte der Gletscherbeobachtungen in nordischen Gebirgen in ähnlicher Weise eingehend geschrieben ist, wie E. Richters „Gletscher der Ostalpen" sie für einen Teil der Alpengletscher bietet. Das Ergebnis, zu welchem Rabot gelangt, ist folgendes:

Das grönländische Inlandeis war am Beginn des 19. Jahrhunderts im Wachsen; die Gletscher des Sermilikfjords, der Frederikshaabgletscher, der zentrale Gletscher von Kangerdluarsuk sind vorgeschritten. In den Jahren 1850 bis 1890 ist für eine größere Anzahl der Ausläufer der großen Eisdecke eine Zunahme festgestellt worden. Der Rand des Jakobshavngletschers liegt nach den Beobachtungen von Ph. Engell gegenwärtig an 4 km weiter zurück, als im Jahre 1883. Die Beobachtungen sind zu vereinzelt, der Mangel an zusammenhängenden Nachrichten über ein und denselben Gletscher so hervortretend, daß die Feststellung bestimmter Zeiten des Wachsens und des Schwindens der Eisströme nur hypothetischen Charakter haben kann.

Über die Lokalgletscher, die selbständigen kleinen Eisströme, welche im Gebiete der Westküste Grönlands auf der Insel Disko und der Halbinsel Nugsuak ohne Zusammenhang mit dem Inlandeis bestehen, liegen nur aus dem 19. Jahrhundert Berichte vor. Aus denselben ergibt sich für den Godhavn- und Sorkakgletscher ein Wachsen zwischen 1849 und 1871. Sarfarfik und Sermiarsut waren von 1811 bis 1850 im Rückgang und befanden sich 1879 im Vorschreiten. Tuopagenit war ebenfalls 1879 ausgedehnter als 1850. Hingegen ist der Asakak von 1850 bis 1879 zurückgegangen und von 1879 bis 1892 gewachsen, während der kleine Umiatorfikgletscher, der ebenfalls 1850 im Schwinden war, nur von 1875 bis 1879 wuchs; die Gletscher des Iluafjord und des südlichen Sermilikfjord sind 1881 im Wachsen gewesen; am westlichen Gletscher des nördlichen Sermilikfjords wurde 1894 von Jessen

und v. Moltke schwacher Rückgang festgestellt. Auch die Lokalgletscher des Jakobshavnfjordes sind seit 1883 im Rückgang.

Für die Mehrzahl dieser Gletscher ist also die im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts in den Alpen beobachtete Vorstoßperiode auch eingetreten und hat schon Ende der siebziger Jahre begonnen. Über einen Vorstoß zwischen 1836 und 1853 ist von den grönländischen Lokalgletschern nichts bekannt.

Die Nachrichten über Schwankungen der isländischen Gletscher reichen bis 1734 zurück; Th. Vidalin hat allerdings, wie Th. Thoroddsen berichtete, schon von 1695 an dem Gletscherphänomen besondere Aufmerksamkeit gewidmet, über die von ihm beobachteten Veränderungen der Eisbewegung hat er jedoch keine Zeitangaben hinterlassen. 1734 wurde der Bruarjökull, ein Gletscher von 400 bis 500 km² Fläche, im Wachsen befunden. 1794 wurde starkes Schwinden konstatiert, während 1889 bis 1890 eine schwache Zunahme eingetreten zu sein scheint. Beobachtungen aus den Zwischenzeiten fehlen. Ein anderer Ausläufer der großen isländischen Eiskalotte, welche der größte europäische Gletscher, der Vetnajökull (8500 km²; Seehöhe des Plateaus 1400 bis 1900 m) darstellt, der Breidamerkurjokull, welcher einen 20 bis 24 km breiten und an seinem Ende noch 100 bis 150 m mächtigen Eisstrom bildet, ist 1751 gewachsen; 1793 und 1794 war er noch (oder wieder?) im Wachsen und der Abstand seines Endes vom Meer, der ehedem drei Meilen betrug, war nur mehr eine viertel Meile. 1815 wurde ebenfalls ein Vorschreiten des Gletschers festgestellt; 1852 war er noch im Wachsen und 1874 oder 1875 kam er bis auf eine ganz geringe Entfernung an das Meer. Von 1880 bis 1894 Rückgang; dann wieder Anzeichen von Wachstum. Im Gegensatz zum Verhalten dieses Gletschers steht das des Skeidararjökull, eines südlichen Abflusses des Vetnajökull, der eine Länge von 20 km, eine Breite von 10 bis 20 km und an seinem 61 m über dem Meere gelegenen Ende eine Mächtigkeit von 314 m besitzt. Bis zum Jahre 1784 war derselbe im Wachsen; von da an wurde bei Besuchen in den Jahren 1794, 1857 und 1880 eine beständige Abnahme wahrgenommen; seit 1887 sind Anzeichen eines schwachen Anwachsens vorhanden. Holarjökull, Stigarjökull, Kriarjökull sind von 1783 bis 1894 im Wachsen, Svinafellsjökull von 1783 bis 1870. Im Jahre 1893 wurde bei Katlajökull, 1894 bei Hrutarjökull durch Th. Thorroddsen Anwachsen beobachtet. Von 1846 bis 1855 waren drei Gletscher im nördlichen Teil von Island im Stadium des Vorschreitens. Besondere Beweglichkeit besitzt der Fláajökull, der zwischen 1882 und 1894 drei durch kurze Schwindperioden getrennte Vorstöße durchmachte.

Auf der im nördlichen Eismeer gelegenen Insel Jan Mayen waren zwischen 1861 und 1877 der Weyprecht-, Kjerulf- und der Svend Foyngletscher im Wachsen, welche von dem 2545 m hohen, jetzt ruhenden Vulkane Beerenberg nach Norden herabfallen und in das Eis-

meer endigen. Gegen Ende des 17. Jahrhunderts scheinen alle neun Gletscher der Insel, ebenso wie die auf Island, im Vorschreiten gewesen zu sein.

Auf den sechs Inseln, aus welchen Spitzbergen besteht, fließen mehrere Hundert Gletscher, die allerdings zum größten Teil zum Typus der unentwickelten Eisströme zu zählen sind. Nur über wenige derselben liegen Beobachtungen vor, welche zur Beurteilung der Schwankungen geeignet sind, die sich in dem Bestande der Eisbedeckung der Inselgruppe vollzogen haben. Ja, bis zum Jahre 1896 waren nach der Richtung, die hier unser Interesse beansprucht, nur sechs Gletscher genauerer Untersuchung in verschiedenen Zeiten unterzogen worden. Aus diesem spärlichen Beobachtungsmaterial scheint sich zu ergeben, daß auch hier während des 18. Jahrhunderts ein ziemlich allgemeines Anwachsen der Gletscher eintrat. Der Gletscher im Hintergrunde der Magdalenenbai hat von 1818 bis 1839, der Fritjofgletscher von 1860 bis 1861 einen Vorstoß gemacht. 1839 waren mehrere Gletscher an der Magdalenenbai im Hochstande. Bis gegen 1860 zeigt sich allgemeines Schwinden, während zwischen 1870 und 1896 für zehn Gletscher mehr oder minder sichere Zeichen des Vorschreitens angegeben werden.

Das Ergebnis seiner Untersuchungen über die Gletscher des nördlichen Norwegens faßt Ch. Rabot folgendermaßen zusammen:

„Während des 18. Jahrhunderts äußerte sich für mehrere Gletscher Norwegens eine außerordentliche, die Grenzen gewöhnlicher Schwankungen weit überschreitende Zunahme. Für den Engabrae allein ist das Stattfinden dieser Erscheinung gewiß und durch ein amtliches Dokument bestätigt. (Ein von Herrn M. Rekstad im Archiv von Kristiania aufgefundenes Schriftstück, das die Streichung zweier Gehöfte (gaard) aus der Steuermatrikel damit begründet, daß dieselben ganz vom Eise weggerissen, verwüstet und unbewohnbar, bzw. durch den Eisstrom und den Gletscherbach heute völlig verwüstet seien.)

Für den Strupenbrae kann man der Überlieferung, durch welche die Erinnerung an das Ereignis aufbewahrt wird, Glauben schenken. In allen Tälern Norwegens, in denen während des 18. Jahrhunderts die Gletscher gewachsen sind, wurden die auf jene Katastrophen bezüglichen Angaben der Einwohner durch geschichtliche Urkunden, die neuerdings aufgefunden wurden, bestätigt. Bevor Herr Rekstad die auf das Anwachsen des Engabrae bezügliche Niederschrift fand, wurde mir dieser Gletschersturz von den Bewohnern der Ufer des Holandsfjord geschildert.

Zur nämlichen Zeit scheinen auch die Gletscher von Bjeldaadal (Svartis) und Romsdal (Jökulfjeld) gewachsen zu sein. Hat nun dieses Phänomen für die Mehrzahl der nordnorwegischen Gletscher stattgehabt? Das anscheinend und fast gleichzeitig in Island, Spitzbergen und Norwegen eingetretene Wachstum macht dies wahrscheinlich.

Der Maximalstand dauerte bis in die ersten Jahre des 19. Jahr-

hunderts. Von da bis 1870 findet sich keine auf Gletscherschwankungen in diesem Gebiete bezügliche Nachricht. Während der letzten 30 Jahre zeigte sich allgemeine Abnahme der Gletscher. Aber wann begann diese Schwindperiode? Am Beginn des Jahrhunderts, wie die Anwohner des Engabrae sagen, oder war sie unterbrochen durch sekundäre Zunahmen, wie sie im südlichen Norwegen vorkamen?

Die Anzeichen für sekundäre Maxima, welche ich finden konnte, geben keine genügende Sicherheit, um über den Gegenstand zu einem bestimmten Schlusse zu kommen. Nur drei Mitteilungen (eines Führers, H.) beziehen sich auf ein Wachsen der Gletscher in dieser Periode. Von 1876 bis 1882 haben zwei Gletscher des Oxlinder zugenommen; gegen 1880 verlängerte sich der Fonddalsbrae um 25 Klafter und von 1879 bis 1882 ist ein Abfluß des Frostis vorgeschritten. Seitdem gehen diese Gletscher wieder zurück. Von 1883 bis 1891 endlich blieben der Grotaadalbrae und der nördliche Gletscher von Blakadal stationär. (Die nun folgenden Angaben über den Beginn des Rückzuges für 17 Gletscher verzeichnen die Jahre 1855 bis 1885.)

Der Rückzug war sehr langsam und durch stationäre Zustände, während deren sich (Rückzugs-)Moränen absetzten, unterbrochen. So ist der Hängegletscher des Bergefjord in fünf bis sechs Jahren nur 25 m, also 4 bis 5 m jährlich zurückgegangen, in neun Jahren hat nach den Angaben Seiner Majestät des deutschen Kaisers der Engabrae nur 60 bis 80 m abgenommen. Der Gletscher, dem der Beirenelf entspringt, hat in mindestens zehn Jahren 90 m eingebüßt, der Rückgang des Skavigtinder beträgt 400 m.

Die größte Amplitude zeigt die Schwankung bei den Gletschern zweiter Ordnung: Bjaldaadalbrae (2 km), Lairaabrae (1 km), ein Gletscher am oberen Glomvandmassiv (4 km), während im Verlaufe von fast 100 Jahren der Engabrae nur eine Verkürzung um 1 km erfuhr, wenn man annimmt, daß er 1807 noch bis ans Meer reichte. Im allgemeinen scheinen die Talgletscher durch die Rückzugsperiode weniger in Mitleidenschaft gezogen zu sein.

Man kann also über das Verhalten der Gletscher im nördlichen Norwegen folgendes feststellen:

1. Im Laufe des 18. Jahrhunderts, zwischen 1720 und 1724, wachsen die Gletscher des Svartis, 1760 bis 1780 die des Langenfjord beträchtlich und der Maximalstand bleibt bis Anfang des 19. Jahrhunderts stationär.

2. Vom Beginn des Jahrhunderts bis 1860 ist das Verhalten nicht bekannt.

3. Von 1860 bis 1870 und 1898 herrscht allgemeines Schwinden; dasselbe hat aber, mindestens für die Talgletscher, nicht die Größe erreicht, wie sie in den Alpen aufgetreten ist."

Die Gletscher von Schwedisch-Lappland wurden zu Beginn der achtziger Jahre zum ersten Male genauer untersucht. Nur vom

Sulitelma wußte man bis dahin, daß er Gletscher trägt; er war 1807 von Wahlenberg besucht und beschrieben worden. Die schwedischen Topographen brachten erst 1879 Kunde von den bis zu 2000 m Höhe erreichenden Erhebungen, welche reichlich vergletschert sind. Seitdem wurde die Gegend von F. Svenonius, Ch. Rabot, A. Hamberg, J. Westmann besucht und eine Reihe von Untersuchungen, die speziell der Gletscherkunde gewidmet sind, wurden in derselben durchgeführt. Die Gletscher dieses Gebietes sind seit 1877 im Rückgang; doch scheint gegenwärtig ein schwaches Vorschreiten, wenigstens vereinzelt, aufzutreten. Von 1895 bis 1896 ist der Soltajökel gewachsen.

Ganz ähnlich wie die Gletscher des Svartis scheinen sich die des südlichen Norwegen, die Ausläufer des Justedalsfjeld und die von Jotunheim verhalten zu haben. Um die Mitte des 18. Jahrhunderts gewinnen diese Gletscher Gelände, das bis dahin stets eisfrei gewesen ist. Der Beginn dieser Eisüberflutung scheint auf 1730 (Krondalsbrae) anzusetzen zu sein, während 1748 der Maximalstand erreicht war, der dann bis 1812 anhielt. Im Laufe des 19. Jahrhunderts wurden dann noch zwei Vorstöße beobachtet, denen Rückzugsstadien vorausgingen; gegen den großen Vorstoß des 18. Jahrhunderts sind dieselben allerdings untergeordneter Natur und sie waren wohl auch nicht so allgemein wie jener.

Gegen 1812 begann der allgemeine Rückzug, der bis etwa 1868 andauerte. Einzelne Gletscher des Justedal zeigten 1868 ein schwaches Anwachsen; zur gleichen Zeit war in Jotunheim nach den Beobachtungen von P. A. Øyen leichtes Vorrücken eingetreten, das beim Buarbrae bis 1890, beim Bondhusbrae bis 1880 dauerte; im Jahre 1850 waren beide Gletscher im Rückgange. Der Buarbrae in Folgefond hat sogar eine bedeutende, lange Zeit anhaltende Verlängerung erfahren. Die darauffolgende Rückzugsperiode der Justedalsbraer währte bis gegen 1890, wo eine derart schwache Vorschreitbewegung einsetzte, daß dieselbe vielerorts übersehen wurde. Seitdem sind die Gletscher des südlichen Norwegen in ausgesprochenem Rückgang.

Das charakteristischste Moment in dem Verhalten der norwegischen Gletscher ist sicherlich, daß sie von Mitte des 18. Jahrhunderts an, wo sie zu wachsen anfingen, lange Zeit im Hochstande verharrten und daß sie im Laufe des 19. Jahrhunderts gegenüber den Alpengletschern einmal wesentlich verspätet, 1868 bis 1873 statt 1835 bis 1853, das andere Mal fast gleichzeitig, 1890 bis 1895, auf die klimatischen Schwankungen reagierten. Übrigens mehren sich die Zeichen dafür, daß auch der Hochstand von Mitte des 18. bis zum zweiten Jahrzehnt des 19. Jahrhunderts nicht ohne Unterbrechung währte. So konnte J. Rekstad im Moränengebiet des Buar- und des Nigardbrae je sieben, vor dem Aabrekkebrae und dem Faabergbrae je fünf, vor dem Tuusbergdalsbrae drei Endmoränenwälle finden. Kann auch nicht jeder derselben einem Vorstoß zugeschrieben werden, so zeigt ihr Vor-

handensein doch, daß während des Rückzuges vom äußersten Wall Unterbrechungen des Schwindens stattfanden. Höchst wahrscheinlich vollzog sich auch der große Vorstoß von 1740 nicht ohne Unterbrechungen bis 1812. Zieht man in Betracht, daß die Sammlung von Nachrichten über die Schwankungen der Gletscher auch in Norwegen noch ziemlich jungen Datums ist, so erscheint es möglich, daß auch noch Spuren von Gletschervorstößen um 1780 gefunden werden.

Versucht man auch für die nordischen Gletscher den Empfindlichkeitskoeffizienten E aufzustellen, den wir für die Alpengletscher bestimmten, so kann man nur für eine ganz geringe Zahl derselben ein Resultat gewinnen. Das aber kann von vornherein gesagt werden: wenn dem E überhaupt eine kritische Bedeutung beizulegen ist, so läßt sich mit Hilfe dieses Wertes wohl verstehen, warum die nordischen Gletscher gegenüber den Klimaschwankungen von 35jähriger Periode starke Abweichungen zeigen. Wir haben es fast durchweg mit Eisströmen zu tun, deren Firnfelder schwach geneigt sind (6 bis 10°) und deren Zungen in einzelnen Fällen recht bedeutende Längsentwickelung besitzen. E wird für alle diese Gletscher klein. Auf den fast horizontalen Hochflächen muß sich viele Jahre lang der Niederschlag anhäufen, bevor der für einen reichlicheren Abfluß in die Fjorde nötige Druck vorhanden ist. Aber auch wenn die Zuverlässigkeit des Kriteriums „E" angenommen wird, haben wir für weitere Schlußfolgerungen zu berücksichtigen, daß das Beobachtungsmaterial für die nordischen Gletschergebiete noch ärmlicher und lückenhafter ist als das für die Alpen.

Die Gletscher der Pyrenäen sind (nach Heim) in der Periode von 1850 bis 1882 allgemein zurückgegangen. Der Maladettagletscher ist von 1809 bis 1876 um 264 m in der Höhe zurückgewichen, also bedeutend verkürzt. Neuere Beobachtungen, welche zur Beurteilung der Gletscherschwankungen in diesem Hochgebirge dienen können, stammen von M. Michelier (1885), J. Vallot (1887) und F. Schrader (1894).

Über die beiden ersten Arbeiten berichtet F. A. Forel. Die Gletscher des Mont Perdu, des Vignemale und des Pic de Campbieil sind danach alle in weiterem Rückgange begriffen. Der größte Gletscher, der 3 bis 4 km lange Glacier de Montferrat im Massiv des Vignemale, war 1790 bis 1798 viel größer als heute; er ging dann bis Mitte des 19. Jahrhunderts stark zurück, wuchs dann langsam und beständig und ist seit 1860 in starkem Schwinden. Gegen Ende des 19. Jahrhunderts zeigte er eine Anschwellung, aber keine Verlängerung der Zunge.

Bis zum Jahre 1849 sind die Gletscher des Kaukasus seit ziemlich langer Zeit vorher im Wachsen gewesen. Seitdem ist, wie aus den Berichten von Déchy, Rossikow und Dinnik hervorgeht, allgemeines Schwinden beobachtet worden. Der Beginn der Rückzugs-

periode wird in das Jahr 1860 verlegt. Nach den Berichten, welche Busch und Tschinkine, sowie Poggenpohl über die Gletscher des Elbrusstockes geben, herrschte dort allgemeiner Rückzug noch in den Jahren 1896 und 1897. Nur der Adylgletscher, der auf dem Nordabhange des Hauptkammes liegt, macht eine Ausnahme; seine Eismassen haben in den letzten Jahren Weideplätze überflutet. G. Merzbacher, der uns über die Hochregionen des Kaukasus ein in vieler Hinsicht neue Aufschlüsse bietendes Prachtwerk schenkte und außer dem Elbrusgebiete auch die Gruppen des Kasbek, des Adai Choch und andere besuchte, weiß über neuere Vorstöße der Gletscher nichts zu melden, und auch die russischen Forscher Weber und Morkowitsch, welche den Zentralkaukasus zum Zwecke des Gletscherstudiums bereisten, berichten 1899, daß alle von ihnen besuchten Gletscher im Rückgange sind. Der Devdorakgletscher, einer der bestbeobachteten Eisströme des Kaukasus, der bei seinen Vorstößen die große transkaukasische Militärstraße gefährdet, hat seit 1867 keine Eismassen zu Tale getrieben, während von 1776 bis 1867 nicht weniger als achtmal Abbrüche erfolgten; nach Poggenpohl war der Gletscher 1901 bis 1902 stationär und scheint seine Bewegungstendenz zu ändern. Die im Juli 1902 eingetretene Katastrophe am Genaldongletscher ist wohl kaum auf klimatische Ursachen zurückzuführen und steht deshalb nicht mit den durch periodische Schwankungen hervorgerufenen Gletscherausbrüchen in Zusammenhang.

Wenn man aus den Verheerungen, welche die Eismassen des Devdorakgletschers hervorriefen, einen Schluß auf Hochstände der Gletscher des Kaukasus im allgemeinen ziehen wollte, so hätte man, da 1776 und 1785 solche Vorstöße stattfanden, etwa um 1776 einen Maximalstand zu verzeichnen. Da erst 1808, also 23 Jahre nach dem vorhergehenden, ein neuer Ausbruch stattfand, könnte für diese Zeit ein neues Maximum angesetzt werden, dem dann etwa um 1832 bis 1867 ein weiterer Hochstand folgte, da innerhalb dieser Zeit vier Vorstöße stattfanden, von denen die drei letzten allerdings nicht bis zur Heerstraße reichten. Man käme also fast zu denselben Zeiten für die Vorstöße der Kaukasusgletscher, wie sie für einen Teil der Alpengletscher anzusetzen sind. Doch ist das vorliegende Beobachtungsmaterial auch hier viel zu lückenhaft, um dieser Zeitbestimmung mehr als den Charakter einer gewissen Wahrscheinlichkeit zu verleihen. Poggenpohl, der die Gletscher des Ararat untersuchte, meldet auch für diese Rückgang.

In Zentralasien wurden insbesondere durch russische Naturforscher die Hochgebirge von Turkestan erschlossen und beständig werden dort noch neue Gletscher entdeckt. Über die Schwankungen, welche dieselben ausführten, läßt sich dementsprechend nichts sagen und nur ihre gegenwärtige Bewegungstendenz kann nach dem Aussehen, das sie ziemlich allgemein bieten, angegeben werden.

M. Fedtschenko, der die Gletscher des Talaßky-Alatan 1897 besuchte, berichtet über 26 derselben: Berücksichtigt man die geringe Ausdehnung der Gletscher, den Charakter der Endmoränen, innerhalb deren dieselben abschmelzen, die bis in bedeutende Höhen über die gegenwärtige Eisoberfläche reichenden Schliffe, so gelangt man zu dem Schlusse, daß sich diese Gletscher nicht nur in einem sehr starken Rückgange befinden, sondern gänzlich verschwinden. Doch zeigte einer derselben von 1897 bis 1902 eine schwache Zunahme. Auch die Gletscher der erst neuerdings untersuchten „Kette Peter des Großen" sind nach Lippky in starkem Schwinden und zeigen die Tendenz, sich von ihren Zuflüssen zu trennen und unabhängige Eisströme zu bilden. Von fünf Gletschergruppen, welche Sapojnikow im Altai entdeckte, sind natürlich auch keine älteren Nachrichten vorhanden; der gegenwärtige Befund läßt auf starken Rückgang schließen. Dasselbe berichtet Dmitrieff über mehr als 20 Gletscher, welche er in den Ketten des Boro-Khoro und Djungarsky-Alatan entdeckte. Auch etwa 50 Gletscher, welche Sapojnikow im Quellgebiete des Katunflusses im Altai auffand, befinden sich in ausgesprochenem Rückgange.

Von den Gletschern des Himalaya liegen außer älteren Nachrichten, welche allgemeinen Rückgang verzeichnen, der nach Schlagintweit vor 1856 begann, spärliche Notizen über Änderungen vor. 1869 soll ein Gletscher des Karakorum einen Reisepfad überschritten und sich an der entgegengesetzten Talseite gestaut haben, also im Vorschreiten gewesen sein (Heim). Neuere Angaben über Veränderung der Gletscher im höchsten Gebirge der Erde macht W. D. Freshfield. Danach haben die Gletscher um den Kinchinjinga seit Jahrhunderten ihre gegenwärtigen Grenzen niemals viel überschritten. Sie scheinen sich alle in sehr langsamem Zurückgehen zu befinden, eine Bewegungstendenz, die während der ganzen historischen Zeit anhielt. Nach seinem Berichte zu schließen, hat Freshfield nur die langen, sehr unempfindlichen Himalayagletscher besucht. Die kleineren, selbständigen Eisströme, die, wie es scheint, bisher seitens der europäischen Reisenden nicht besucht wurden, müßten wohl auch in diesem Gebiete die den klimatischen Änderungen entsprechenden Schwankungen erkennen lassen. Dafür spricht besonders die Mitteilung, welche Ch. Rabot im achten Rapport der internationalen Gletscherkommission macht; danach sind einige Gletscher am Nanga Parbat 1875 im Schwinden, 1884 bis 1886 im Wachsen gewesen; auch für mehrere Gletscher des Karakorum wurde Wachsen für 1895 bis 1896 gefunden.

Die Gletscher auf Neu-Seeland werden seit Mitte der neunziger Jahre auch eingehender beobachtet. Zur Zeit der Ausgabe des letzten Berichtes (1894) konnte jedoch über Wachsen oder Rückgang des Tasman- und des Müllergletschers (die einzigen damals markierten) nichts entscheidendes mitgeteilt werden.

Nach v. Haast ist der Tasmangletscher in der Zeit von 1862 bis 1869 um etwa 700 m talwärts vorgerückt.

Über die Gletscher Nordamerikas und deren Schwankungen seit ihrer Entdeckung berichtet Israel C. Russell in seinem bedeutsamen Werke: Glaciers of North America, das 1897 erschien. Weitere Angaben über Vor- oder Zurückgehen der Gletscherenden finden sich in den Berichten, welche H. F. Reid als Mitglied der internationalen Gletscherkommission seit 1896 unter dem Titel: „The variations of Glaciers" im „Journal of geology" veröffentlicht.

Im Kaskadengebirge waren alle auf der Ostseite gelegenen, von Russell 1897 besuchten Gletscher im Rückgange, der dem Anscheine nach seit längerer Zeit andauert.

Auch die 40 bis 50 km östlich von dem Hauptkamme des Kaskadengebirges gelegenen kleinen Gletscher an den Granitfelsen der Wenatchee Mountains sind im Rückgange. Die Gletscher der High Sierra in Kalifornien und die des Mt. Shasta sind im Rückgange; die Größe desselben konnte allerdings nicht angegeben werden.

Im Felsengebirge von Kanada sind die meisten Gletscher im Abnehmen. Freshfield-, Stutfield- und Upper Bowgletscher machten Ausnahmen und waren 1897 bzw. 1898 im Wachsen.

Der Illicillewaetgletscher im Selkirkgebirge war vor 1887 im Vorschreiten; von 1897 bis 1899 nahm er ab. Seit 1888 ist er um 100 bis 150 m zurückgegangen.

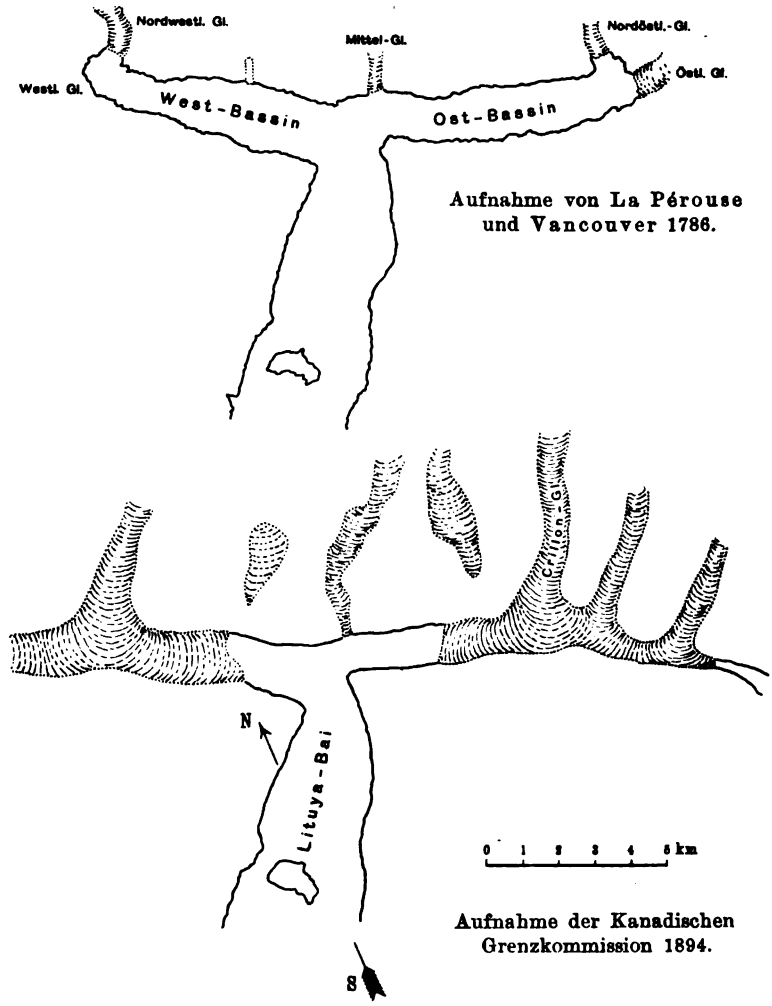
Die Gletscher der Lituyabai in Alaska, 58° nördl. Br., sind 1786 von La Pérouse besucht und kartographiert worden. Die von der Kanadischen Grenzkommission im Jahre 1894 hergestellte Aufnahme zeigt, daß zwar einer der Gletscher zurückging, die beiden anderen aber um nahe 3 km gewachsen sind (vgl. Fig. 52, a. f. S.). Im Jahre 1874 wurden die Gletscher von W. H. Dall besucht und um fast 2 km kürzer befunden, als die kanadische Karte sie darstellt. Das Vorschreiten scheint demnach noch anzuhalten. Der Mt. Crillongletscher wächst gegen einen Wald, dessen Bäume er zerbrach.

Der Kolumbiagletscher, welcher in den Prince William Sund ausläuft, ist, wie seine Nachbarn, der Harvard- und der Yalegletscher, jetzt im Rückgang. Um 1891 bis 1892 scheint er aber einen Vorstoß ausgeführt zu haben, wie aus dem aufgewühlten Vorlande geschlossen wird.

Die Gletscher am Lynn Canal reichen fast bis auf das Meeresniveau herab, erreichen aber den Meeresspiegel nicht. Vor dem erst vor kurzer Zeit eisfrei gewordenen Moränengebiet dehnen sich Fichtenwälder aus, die seit mindestens 150 Jahren bestehen. Messungen über die Größe des Rückganges liegen nicht vor. Auch die Gletscher der Takubucht weisen keine Zeichen eines jüngst erfolgten Vorstoßes auf. Dagegen zeigt sich schwaches Anwachsen in den Jahren 1890 bis 1892 am Muirgletscher in der Glacierbay. Dieser Eisstrom gehört zu den

am genauesten beobachteten der amerikanischen Gletscher. Seine Ausdehnung wurde 1880 annähernd durch John Muir angegeben. Photographische Aufnahmen von 1886 und eine Karte, welche H. F. Reid 1890 aufnahm, zeigen, daß der Gletscher wie seit 1794, als er von

Fig. 52.



Zunehmende Vergletscherung der Lituyabai in Alaska.

Vancouver besucht und näher beschrieben wurde, auch von 1880 bis 1890 zurückging. Der Rückgang in diesen etwa 100 Jahren beträgt nahezu 22 km. (Nach Russells Meinung kann derselbe aber auch wesentlich geringer sein, da aus Vancouvers Darstellung nicht genau

erkenntlich ist, ob er das Gletscherende oder die vor demselben treibenden Eisberge seinen Angaben zugrunde legte.) Im Jahre 1899 war der Gletscher wieder im Abnehmen. Zwischen 1892 und 1894 hatte sich einer seiner Zuflüsse, der Morsegletscher, vom Hauptstrom getrennt und ist seitdem als selbständiger Gletscher zurückgegangen; auch der Disty glacier scheint nun (1902) sich abgetrennt zu haben.

In der Region des Mt. Elias sind, mit einer einzigen Ausnahme, alle Gletscher im Schwinden. Nur von dem auf der Nordseite der großen Berggruppe, die von den stolzen Riesen des Mt. Elias, Mt. Logan, Mt. Mc. Kinley, Mt. Wrangell gebildet wird, abfließenden Frederikagletscher berichtet Dawson, daß er vor der etwa 2 km in das Nizzenatal hineinreichenden schuttfreien Zunge am Fuße eines Steilabbruches von etwa 80 m Höhe Anhäufungen von Schutt und Eistrümmern beobachtet habe, was er als Zeichen des Vorschreitens deutet.

Die Gletscher Nordamerikas befinden sich also, so weit man bisher Kenntnis davon hat, in der Mehrzahl seit ziemlich langer Zeit im Rückgang und zwar handelt es sich bei den großen Individuen um Beträge von mehreren Kilometern. Je mehr aber in den letzten Jahren das Interesse für diese Eisströme und ihre Schwankungen gesteigert wurde, um so größer ist auch die Zahl der Fälle geworden, in denen ein mehr oder minder deutliches Vorschreiten gemeldet wird. Auch in diesen Gletschergebieten zeigen benachbarte Gletscher ganz verschiedenes Verhalten.

Nur in einigen Fällen, wo es sich um Gletscher handelt, die entweder in die Buchten des Stillen Ozeans endigen oder doch nahe an das Meer heranreichen, konnte das Maß des Rückganges seit längerer Zeit angegeben werden. Ob aber zwischen Vancouvers Besuch am Ende des 18. Jahrhunderts und der Zeit der neuerlichen Forschungen in Alaska nicht kleinere Vorstöße stattfanden, das läßt sich nicht sicherstellen, weil alles hierauf bezügliche Beobachtungsmaterial fehlt.

Über die Änderung, welche die Vergletscherung der südamerikanischen Gebirgsketten durchmachte, fehlen sogar Nachrichten aus der jüngsten Zeit. Das Gleiche gilt über die mehr oder minder großen Gletschergebiete, welche einzelne der im Ozean liegenden Inseln der südlichen Halbkugel tragen. Nur vom Rossgletscher auf Südgeorgien weiß man, daß er 1901 den Stand von 1882 wieder erreicht hatte, daß er also in der Zwischenzeit um mindestens 800 m (Rückgang von 1882 bis 1883) vorgeschritten ist.

Aus den vorliegenden Nachrichten über die Schwankungen, welche die Gletscher der verschiedensten Gebiete der Erde in den letzten Jahrhunderten, bzw. um das Ende des 19. Jahrhunderts ausgeführt haben, gewinnen wir keine weitere Stütze für die Behauptung, welche auf Grund der Beobachtungen über die Alpengletscher aufgestellt wurde: es fallen die Perioden der Gletschervorstöße ziemlich genau mit den feuchtkalten Jahrgängen der Brücknerschen 35jährigen Klima-

schwankung zusammen. Ja, auf den ersten Blick scheint das Ergebnis des allgemeinen Überblickes, den wir zu gewinnen suchten, dieser Behauptung entgegen zu stehen. Der Gegensatz ist aber doch nur ein scheinbarer; denn einerseits ist das Beobachtungsmaterial aus den außeralpinen Gletschergebieten noch viel zu lückenhaft, zum Teil recht dürftig, andererseits sind die Gletscher des europäischen Nordens wegen ihrer flachen Firnfelder, die des Himalaya wegen ihrer sehr langen Zungen sehr unempfindlich, so daß Schwankungen geringerer Intensität sich nicht durch bedeutende, auch bei flüchtigem Besuche auffallende Änderungen in der Länge der Zunge ausdrücken. Es kommt hinzu, daß in den Gebieten, für welche regelmäßige Beobachtungen der Gletscher organisiert werden konnten, gegen Ende des 19. Jahrhunderts auch eine Anzahl vorschreitender Gletscher verzeichnet wurden und daß bereits für mehrere Fälle Unterbrechungen der langen Hochstand- bzw. Rückzugsperioden festgestellt werden konnten.

So groß nun aber auch die Wahrscheinlichkeit ist, daß die während der feuchtkalten Jahre der 35jährigen Klimaschwankung erzeugten Niederschlagsüberschüsse die Ursache der Gletschervorstöße in den Alpen sind, so kann doch in bezug auf den gleichen Zusammenhang für außeralpine Gebiete bisher kein sicherer Schluß gezogen werden, da sich die Beobachtungen weder über eine genügend große Zahl von Gletschern noch über eine hinreichende Anzahl von Schwankungen eines jeden derselben erstrecken. Wir müssen uns gedulden und können mit F. A. Forel nur auffordern, Beobachtungsmaterial anzusammeln, das unsere Nachfolger verwerten können.

Über die Frage, ob wir gegenwärtig in einer Periode ständiger Abnahme der Gletscher leben, ob diese trotz zeitweiliger Vorstöße doch im Laufe mehrerer Jahrhunderte immer kleiner werden, oder ob die Vorstöße immer größer werden und die Vergletscherung zunimmt, sollen hier nur wenige Bemerkungen Platz finden. Es mag sein, daß den verschiedenen mehr oder minder poetischen Sagen von der übergossenen Alm, Blümlisalp usw., da sie alle den gemeinsamen Grundzug einer zunehmenden Vergletscherung tragen, wirklich eine reelle Basis eigen ist. Waren doch auch in den Tauern während des Mittelalters eine Anzahl von Goldzechen in Betrieb, in denen die Erzgewinnung eingestellt werden mußte, da sie inzwischen von bis zu 100 m dicken Gletschern bedeckt wurden.

Allein die weiteren Nachrichten und Überlieferungen aus früherer Zeit, welche im gleichen Sinne zu deuten waren, daß nämlich eine Anzahl von Alpenpässen, die ehemals dem Verkehr von einem ins andere Tal dienten, inzwischen wegen der Vergletscherung ungangbar wurden, haben sich als unzuverlässig und zum Teil falsch herausgestellt. Es ist sicher bekannt, daß eine Anzahl von Gletschern erst gelegentlich der letzten Vorstöße ihre Maximalstände in historischer Zeit erreicht haben, so daß auch hieraus auf zunehmende Vergletscherung geschlossen

werden könnte; jedoch haben wir bei anderen Eisströmen alte Moränen, die seit langer Zeit nicht mehr vom Eise erreicht wurden und von außeralpinen Gletschergebieten wird vielfach ein dauernder Rückgang der Gletscher in der geologischen Gegenwart gemeldet. Nehmen wir dazu, daß unsere Kenntnis über klimatische Schwankungen von sehr langer Periode, in welcher die 35jährige aufgehen würde, bisher keineswegs zuverlässig ist, so kommen wir zu dem Ergebnisse, daß wir über Zu- oder Abnahme der Vergletscherung im Laufe der letzten Jahrhunderte auf Grund historischer Nachrichten nichts Bestimmtes aussagen können. Charles Rabot hat gerade in jüngster Zeit versucht, mit Hilfe neuen historischen Materiales zur Lösung dieser Fragen zu gelangen und behauptet die Existenz einer mehrhundertjährigen Klimaschwankung, auf welche aus vereinzelten Nachrichten über die verschieden große Intensität der Gletschervorstöße geschlossen wird. Er unterscheidet primäre (mehrhundertjährige) Perioden und sekundäre, denen die kleineren Gletscherschwankungen zuzuschreiben sind. Aber das vorhandene Material ist viel zu dürftig, um daraus nur einigermaßen sicher Dauer und Extreme der mehrhundertjährigen Klimaperioden bestimmen zu können.

Dagegen veranlassen die Ergebnisse der Profilauslotungen am Hintereisferner zu der Annahme einer zunehmenden Vergletscherung; darauf komme ich im Anschluß an die Besprechung der Wirkungen der diluvialen Gletscher zurück.

Größe der Gletscherschwankungen.

Es ist im vorausgehenden Kapitel schon mehrfach darauf hingewiesen worden, daß die Vorstöße, welche die Gletscher zeitweise ausführen, nicht in allen Perioden gleich intensiv sind. Das eisfreie Gelände, das während einer Rückzugsperiode sich vor dem Gletscher ausdehnt, läßt aber genau erkennen, wie weit beim stärksten Vorstoß, den er ausführte, das Eis an Gebiet gewonnen hat. Wir sind also, wenn genügend genaue Karten vorliegen, imstande, den Unterschied der Ausdehnungen beim Maximalstand und zur Zeit der Aufnahme der Karte zu bestimmen. So erhalten wir zwar nicht ein genaues Maß für die Größe der Maximalschwankung selbst, da der zugehörige Minimalstand unbekannt ist; aber wenn die Kartenaufnahme zu einer Zeit stattfand, die dem Eintritt eines neuen Vorstoßes kurz vorhergeht, so können wir doch annähernd die Größe der Maximalschwankung in Länge, Fläche und Volumen des Eisstromes bestimmen.

Zur Bestimmung des Längenrückganges und des Flächenverlustes reichen in vielen Fällen die im Maßstab 1 : 25 000 oder 1 : 50 000 vorhandenen Karten der Hochgebirge aus, wenn es sich nur um Näherungswerte handelt. E. Richter hat für 40 Talgletscher der Ostalpen eine diesbezügliche Untersuchung durchgeführt, deren Ergebnis er in die

Worte zusammenfaßt: „Die Verschiedenheiten im Maß des Rückganges, wenn man die gesamten Talgletscher unserer Ostalpen betrachtet, sind nicht so zahlreich und bedeutend, als man nach einigen auffallenden Beispielen annehmen könnte. Die Mehrzahl der Gletscher hat einen beiläufig gleich starken Rückgang erfahren, der im Verhältnis zur Größe steht und den man als bedeutend bezeichnen muß. Dies gilt für 33 der untersuchten Gletscher (wobei Vernagt- und Suldenferner mit ihren auffallenden Längenänderungen nicht mitgerechnet sind). Sie haben sich alle um mehrere hundert Meter verkürzt und sind entsprechend eingesunken." Für die sieben übrigen Gletscher, welche im Verhältnis zu ihrer Größe schwache Rückgänge zeigen, werden die Gründe des abweichenden Verhaltens in dem Bau ihrer Betten gesucht und hauptsächlich in der geringen Neigung von Firn oder Zunge oder beiden gefunden.

Mehrere der Alpengletscher wurden in den zwei letzten Jahrzehnten genauer vermessen, so daß Karten ihrer Zungen und des Moränengebietes in größerem Maßstabe (1 : 5000 bis 1 : 15000) gezeichnet werden konnten und da für die meisten derselben der letzte Maximalstand durch die Lage der damaligen Endmoränen mit genügender Sicherheit angegeben werden konnte, so lassen sich die Areal- und Volumverluste ziemlich genau bestimmen. Für die Ermittelung des Volumverlustes ist dabei eine Voraussetzung gemacht, die wohl im großen und ganzen zutrifft, aber doch für jeden Einzelfall erst sichergestellt werden muß — wenn dies möglich ist. Es müßte nämlich das ganze eisfrei gewordene Gebiet einmal ganz mit Eis angefüllt gewesen sein. Während die vorgeschobene Eismasse am untersten Ende des Gletschers sich anhäufte, müßte von hier noch ein Nachschub stattgefunden haben, der zur vollständigen Ausfüllung des oberen Zungenbeckens bis an die Grenze, welche durch die Moränen bezeichnet ist, hinreichte. Für einzelne Fälle, wie den Vernagtgletscher, ist diese Voraussetzung durch Beobachtungen während des Hochstandes bestätigt. Für andere kann sie, wie beim Hintereis- und beim Alpeinerferner, indirekt bestätigt werden durch die bekannte Einsenkung, welche die Gletscheroberfläche erfuhr und die fast durchaus den Ablationsbeträgen proportional ist. Außerdem ist noch vorausgesetzt, daß man die Form der Eisoberfläche des Maximalstandes nahezu kennt, oder daß kleine Änderungen, welche im Verlauf der angenommenen Höhenlinien, die diese Form bestimmen, eintreten, ohne bedeutenden Einfluß auf die Größe der zu ermittelnden Eismenge sind. Die Volumbestimmung selbst wird dann in der Weise ausgeführt, daß man die Höhenlinien benutzt, und den Raum, der vom Eise ausgefüllt war, in eine Anzahl gleich dicker, horizontaler Scheiben zerlegt. Der Inhalt derselben wird durch Bestimmung der Grund- und Deckfläche mittels des Planimeters und Multiplikation des Mittelwertes mit dem Abstand der Höhenlinien (Dicke der Scheiben) gefunden. Besser erreicht man die Bestimmung

auf graphischem Wege, indem man die Flächen der Horizontalschnitte als Ordinaten einer Kurve einträgt, deren Abszissen die Abstände dieser Schnitte sind. Die von der gefundenen Kurve und der Abszissenachse eingeschlossene Fläche gibt das gesuchte Volumen. Die Ergebnisse der Volumbestimmungen für die genauer vermessenen Gletscher sind in folgender Tabelle enthalten. Man bemerkt, daß die Substanzverluste der großen Gletscher bedeutender sind, als die der kleinen; aber eine einfache Beziehung zur Größe des Sammelbeckens läßt sich nicht aufstellen. Dies zeigt sehr deutlich die letzte Zahlenreihe der Tabelle, in welcher der Volumverlust pro Quadratmeter Firnfläche angegeben ist. Danach wäre die Abnahme der Zungen beim Gepatsch- und beim Alpeinerferner relativ klein, während sie für das Karlseisfeld den Höchstwert erreicht. Es stellen sich auch in dieser Hinsicht Eigentümlichkeiten der einzelnen Gletscher heraus, deren Erklärung bis heute kaum in einwandfreier Weise gegeben werden kann. Die Schwierigkeit der Klarstellung erhellt am besten, wenn man die relativen Verluste der Gletscher untereinander vergleicht, welche seit Mitte des 19. Jahrhunderts einen neuen Vorstoß durchgemacht haben. Während Sulden- und Gliederferner nahezu gleiche Beträge aufweisen, resultiert für den Vernagt ein mehr als anderthalbmal so großer Verlust, wie für die beiden anderen. Der Vernagt hat aber, ebenso wie der Suldenferner, 1818 einen Hochstand gehabt, der zwar dem bedeutenden Vorstoß von 1856 gegenüber kleiner, in Wirklichkeit aber doch groß war und zur Ausdehnung des Gletschers bis ans Rofental führte. Man wird deshalb kaum die Meinung aufrecht erhalten können, daß dieser Gletscher die Eigentümlichkeit besitze, eine Klimaschwankung nur teilweise mitzumachen und Material für größere Ausbrüche aufzuspeichern. Überdies sind auch die relativen Verluste der beiden Nachbarn dieses Eisstromes, des Hintereis- und des Hochjochferners, ziemlich groß. Der ebenfalls benachbarte Gepatschferner aber hat kaum halb so große Abnahme in der gleichen Zeit erfahren. Dabei haben der Vernagtferner und seine Komponente, der Guslarferner, noch die günstigeren Abflußbedingungen. Mir scheint gerade daraus hervorzugehen, daß die Niederschlagsmengen, die zu gleichen Zeiten auf benachbarte Firnflächen fallen, außerordentlich verschieden sind und daß es eine der nächsten Aufgaben der Gletscherforschung ist, über die Niederschläge im Firngebiet ausgedehnte und zuverlässige Messungen anzustellen.

Der relative Massenverlust ist für die kleinen Gletscher der Sonnblickgruppe und das nördlich vorgeschobene Karlseisfeld am Dachstein am größten.

Auch in bezug auf den Flächenverlust nehmen diese Gletscher zusammen mit Vernagt- und Gliederferner Ausnahmestellungen ein. Im Mittel beträgt derselbe für die in der Tabelle angeführten Gletscher 8,4 Proz. Dieser Mittelwert wird von genannten Gletschern zum Teil recht bedeutend überschritten. Der Flächenverlust des Karlseisfeldes

Gletscher	Schwankung von	Schwankung bis	Firnfläche ha	Verlust an Länge m	Verlust an Fläche ha	Verlust an Fläche Proz.	Verlust an Volumen Mill. m³	Verlust an m³ pro m² Firn	Bemerkungen
Alpeiner	1848	1892	570	800	51	7	50[1])	8,8	1902 noch im Schwinden
Sulden	1856	1896	608	1350	68	7	85	14,0	Seit 1894 im Vorrücken
Vernagt	1856	1895	1200	2300	240	13	246	20,5	Seit 1895 im Vorrücken
Hintereis	1856	1902	1330	700	> 86	4	200	15,0	1902 noch im Schwinden
Hochjoch	1847	1902	930	400	> 62	5	160	17,2	1902 „ „ „
Gepatsch	1856 ?	1896	1700	740	90	4	150	8,8	1902 „ „ „
Glieder	1856 ?	1892	278	820	> 47	12	etwa 35	12,5	Seit 1892 im Vorrücken
Obersulzbach	1850	1892	1040	—	58	4	> 100	10,0	1892 stationär
Pasterzen	1856	1902	1970	—	—	—	etwa 320	16,3	1902 noch im Schwinden. Mittl. jährl. Einsenkung für das Zungengebiet etwa 0,9 m (Seeland)
Rhone	1856	1899	1820	> 1300	127	5	> 250	> 13,7	1902 noch im Schwinden
Goldbergkees	1850	1896	230	450	35	11	78	33,9	1902 „ „ „
Kl. Fleißkees	1850	1896	115	> 300	13	8	33	28,7	1902 „ „ „
Wurtenkees	1850	1896	220	> 750	40	11	71	32,3	1902 „ „ „
Karlseisfeld	1856	1900	260	900	100	19	180	69,3	1902 „ „ „

[1]) Hier, wie in den übrigen Fällen, in denen der Substanzverlust bis zu Höhen, die mehr oder weniger unter der Firnlinie liegen, bestimmt wurde, ist der Verlust bis zur Firnlinie durch Schätzung ergänzt.

ist mehr als doppelt so groß Sicherlich kommt für die Beurteilung der außerordentlich großen Flächen- und Massenschwankung dieses Gletschers seine Lage am Alpenrand wesentlich in Betracht.

Ähnliches, oder auch nur annähernd gleichwertiges Zahlenmaterial, wie das oben über die Größe der Schwankungen einiger Alpengletscher mitgeteilte, liegt meines Wissens von außeralpinen Gebieten bisher nicht vor.

Verlauf der Schwindperiode.

a) Rhonegletscher.

Die sorgfältigen Messungen, welche unter der Leitung des Herrn Ingenieur Held seit langen Jahren am Rhonegletscher ausgeführt werden, nach demselben Plane, den J. Gosset der 1874 begonnenen Beobachtungsreihe zu Grunde legte, erlauben uns einen tiefen Einblick in die Änderungen zu tun, welche während einer Rückzugsperiode in der Masse und der Bewegung eines Gletschers auftreten. Zwar liegt das reiche Beobachtungsmaterial noch nicht zu allgemeiner Benutzung vor; aber was in den Berichten der schweizerischen Gletscherkommission bisher veröffentlicht wurde, ist doch hinreichend, um eine „Generalübersicht" über den Ablauf einer Schwindperiode zu geben. Vor allem sind es zwei Zahlengruppen, die in hohem Maße belehrend wirken: 1. die Angaben über den jährlichen Arealverlust und 2. die Beträge, um welche sich im Mittel die einzelnen Profilhöhen gegenüber den Lagen von 1874 geändert haben.

Soweit es sich aus der, in Heims Gletscherkunde abgedruckten Kartenskizze des Rhonegletschers (1 : 20 000) ermitteln läßt, betrug das seit 1856, dem Jahre des letzten Maximalstandes, bis zum Jahre 1882 eisfrei gewordene Gebiet etwa 1,14 km².

Seit 1880 ist der jährliche Arealverlust:

Jahr	m²	Jahr	m²
1880—1881	23 150	1890—1891	3 100
1881—1882	24 500	1891—1892	520
1882—1883	11 400	1892—1893	8 050
1883—1884	13 850	1893—1894	14 800
1884—1885	5 675	1894—1895	8 230
1885—1886	6 300	1895—1896	4 900
1886—1887	7 125	1896—1897	3 480
1887—1888	6 950	1897—1898	2 280
1888—1889	6 800	1898—1899	2 220
1889—1890	4 110		

Die Fläche, welche seit 1882 bloßgelegt wurde, beträgt also 109 790 oder rund 110 000 m²; der Gesamtverlust seit 1856 ist

1 250 000 m². Während in den letzten 17 Jahren die durchschnittliche Flächenabnahme 6460 m² pro Jahr ausmachte, war die entsprechende Zahl für den Zeitraum 1856 bis 1882 43 800 m² pro Jahr. Die bloßgelegte Fläche war also ziemlich kurz nach dem Vorstoß sicherlich schon sehr bedeutend, trotzdem die Dicke der vorgeschobenen Eismasse ziemlich beträchtlich war. Es muß daher entweder die aus dem Firngebiet alljährlich abfließende Eismenge nach dem Vorstoß stark reduziert, wahrscheinlich nur ein kleiner Bruchteil derjenigen gewesen sein, welche bei dem gegenwärtigen Stande des Gletschers alljährlich das Sammelbecken verläßt; oder die trockenwarmen Jahre, welche zwischen 1856 und 1875 lagen, lieferten etwa die sechsfache Wärmemenge als die, welche während der feuchtkalten Periode 1875 bis 1892 zur weiteren Reduktion der Gletscherzunge verbraucht wurde. Es ist dabei allerdings zu berücksichtigen, daß von 1856 bis 1882 das Gletscherende um etwa 60 m höher gelegt und damit die Abschmelzung auf der untersten Gletscherfläche reduziert wurde. Trotzdem ist es nicht wahrscheinlich, daß die Beträge der Ablation in einem derart hohen Maße wechseln, wie es bei unverändertem Nachschub der Fall sein müßte, wenn die gewaltigen Unterschiede im Betrag der bloßgelegten Fläche durch die Schwankungen der Ablation allein zustande kommen sollten.

Es wird wohl nicht weit vom wirklichen Verlauf der Dinge verschieden sein, wenn man sich über den Beginn der Rückzugsperiode beim Rhonegletscher folgende Vorstellung macht:

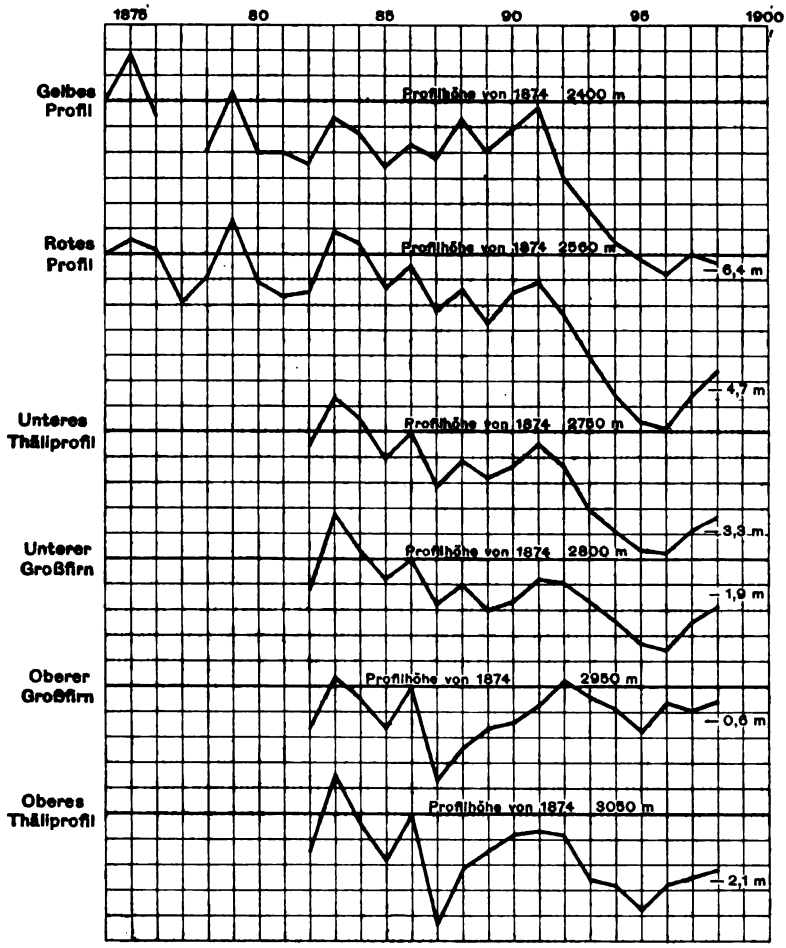
Mit großer Geschwindigkeit wurde eine Eismasse aus dem Firngebiete ins Zungengebiet befördert, bis 1856 der Maximalstand des Gletschers erreicht war. Die Masse, welche im Firnfeld zurückblieb, war verhältnismäßig klein und ihr Druck war nicht hinreichend, um mehr als ein Siebentel der Eismenge zu befördern, welche während eines Jahres auf der Zunge abschmolz. In der folgenden Reihe trockenwarmer Jahre wurde zudem die Abschmelzung gesteigert, während die im Firn anfallenden Niederschläge, deren Menge klein war, nur wenig zu einer Vermehrung des Abflußdruckes beitragen konnten. Die Zunge wurde deshalb infolge der Abschmelzung stark reduziert. Das Firnfeld füllte sich allmählich wieder höher an; doch war seit 1874 nie eine so bedeutende Ansammlung im Firn eingetreten, daß ein Eistransport stattgefunden hätte, welcher den ständigen Rückgang des Gletscherendes hätte unterbrechen können. Nur mit verminderter Abschmelzung reagierte der Gletscher um 1892 auf die letzte Klimaschwankung.

Von den Profilen, welche 1874 in den Kreis der Beobachtungen gezogen wurden, fiel 1884 das unterste, 1887 das nächste aus, weil das Eis sich weiter zurückgezogen hatte; der Gletscher war bis über dieselben hinauf weggeschmolzen. Es wurden zwar später auch noch unterhalb des Eisbruches neue Profilmessungen alljährlich ausgeführt, doch sind die über dieselben vorliegenden Zahlenreihen unvollständig und verhältnismäßig kurz. Ich beschränke mich daher auf die An-

führung der Beobachtungsergebnisse, welche die Schwankungen in den Höhen der Zungen- und Firnprofile oberhalb des Eisbruches darstellen. Sie sind in Fig. 53 wiedergegeben.

Die Schwankungen, welche die Gletscheroberfläche während der 25jährigen Beobachtungsdauer in den oberhalb des Eisbruches gelegenen

Fig. 53.



Profilschwankungen am Rhonegletscher.

Profilen ausführte, kommen in den Schaulinien recht deutlich zum Ausdruck. Es ist höchst auffällig, daß die Hebungen und Senkungen im oberen Zungengebiet und in den unteren Firnpartien ganz gleichzeitig erfolgen. Dies spricht für eine sehr rasche Ausbreitung der Druckänderungen, welche die wechselnden Niederschlagsverhältnisse bedingen,

durch die ganze Eismasse. Die Oberflächenschwankungen in den höchsten Teilen des Firnes, im eigentlichen Nährgebiet, sind zwar nicht mehr völlig, aber doch annähernd gleichsinnig mit denen in den abwärts gelegenen Profilen.

Außerdem zeigen die Linien, daß die Bewegung des Eises vom Firn zum Gletscherende eine stoßweise ist. Das wird insbesondere bestätigt durch die Änderungen der Geschwindigkeit, welche denen der Profiloberfläche fast genau parallel gehen. Jedem höheren Eisstande entspricht eine größere Geschwindigkeit. Nach Hagenbach-Bischoffs Mitteilungen entspricht einer Profilhebung um 1 m ein durchschnittlicher Zuwachs der Geschwindigkeit um 2 m.

b) Andere Gletscher.

Von keinem andern Gletscher ist eine so genaue Kenntnis seiner Gepflogenheiten vorhanden, wie vom Rhonegletscher. In einigen Fällen hat man aber doch langjährige Beobachtungsreihen, welche geeignet sind, die aus den Ergebnissen der Rhonegletschervermehrung gezogenen Schlüsse zu stützen. Seelands 20jährige Beobachtungen an der Pasterze haben die Feststellung der von Jahr zu Jahr erfolgten Niveauänderung an mehreren Punkten der Gletscherzunge zum Gegenstand und lieferten das Material, um annähernd die mittlere jährliche Einsenkung der Eisoberfläche zu bestimmen. Die Schwankungen der Oberfläche an einer Marke bei der Freiwand, nahe am linken Gletscherrande und nur wenig vom Ende der Zunge entfernt, zeigen auch, daß bei diesem Eisstrome der Abfluß des Eises nicht gleichmäßig, sondern ruckweise, aber mit weit größerer Periode als beim Rhonegletscher erfolgt. Seeland bestimmte auch näherungsweise den Massenverlust der Gletscherzunge von 1856 bis 1882 zu 218 Mill. m^3; bis 1902 ergab sich ungefähr 320 Mill. m^3. Sind die Zahlen mit der Wirklichkeit hinreichend im Einklang, so würde für die ersten 26 Jahre die Rückzugsperiode ein jährlicher Massenverlust von 8,4 Mill. m^3, für die letzten 20 ein solcher von 5,1 Mill. m^3 folgen. Der Unterschied wäre also in gleichem Sinne, wenn auch weniger ausgeprägt, vorhanden, als beim Rhonegletscher.

Am Gepatschferner betrug der Massenverlust von 1856 bis 1887 129 Mill. m^3, also durchschnittlich 6,1 m^3 pro Jahr; in den neun Jahren, die bis zur letzten Nachmessung verliefen, ergab sich ein jährlicher Verlust von wenig mehr als 2 Mill. m^3. Wir haben dieselbe Erscheinung, wie beim Rhone- und beim Pasterzengletscher.

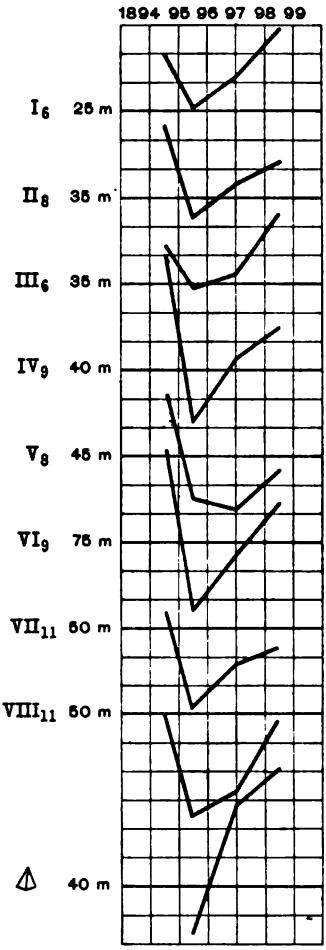
Der Alpeinerferner verlor von 1848 bis 1886 jährlich 1,65 Mill. m^3; von 1886 bis 1892 aber nur 0,58 Mill. m^3. Der jährliche Substanzverlust des Hochjochferners war im Durchschnitt von 1847 bis 1890 2,62 Mill. m^3, von 1890 bis 1893 aber nur etwa 0,9 Mill. m^3.

Der Vernagtferner verlor von 1856 bis 1889 durchschnittlich 7,24 Mill. m³ jährlich; dagegen war von 1889 bis 1893 der ganze Verlust 5,3 Mill. cbm, der Zuwachs 2,27 Mill. m³. Der Gletscher war 1893 in seinen oberen Partien bereits angeschwollen. Aber selbst wenn man den Zuwachs noch durch einen gleich großen Verlust ersetzt, so daß der ganze Verlust von 1889 bis 1893 zu 7,5 Mill. m³, also sicher zu groß angenommen wurde, ergäbe sich ein jährlicher Massenverlust von 1,9 Mill. m³.

Am Hintereisferner wurde aus den von 1894 bis 1901 fortgesetzten Geschwindigkeitsmessungen, bei denen auch für eine große Zahl von Punkten der Gletscherzunge die Höhenänderungen festgestellt wurden, eine durchschnittliche Einsenkung der Eisoberfläche von 0,4 m pro Jahr ermittelt. Nimmt man dieselbe Zahl für den Kesselwandferner und die Zungenoberfläche von 1894, so ergibt sich damit ein jährlicher Substanzverlust von 1,8 Mill. m³ gegen eine jährliche Abnahme von 4,4 Mill. m³ während der Zeit von 1856 bis 1894.

So finden wir also für alle Gletscher, an denen wiederholt eingehende Beobachtungen stattfanden, welche eine Volumbestimmung der abgeschmolzenen Masse für verschiedene Zeiträume erlauben, im wesentlichen dasselbe, wie beim Rhonegletscher: Die Substanzverluste sind kurz nach dem Eintritt des Maximums sehr bedeutend und nehmen gegen das Ende der Rückzugsperiode immer mehr ab.

Fig. 54.



Geschwindigkeitsänderungen am Hintereisferner.

Die Geschwindigkeitsmessungen am Hintereisferner werden seit 1894 in größerem Umfange fast alljährlich wiederholt. Soweit das Beobachtungsmaterial bisher veröffentlicht ist (bis 1899), erlaubt es einen Einblick in die Änderungen, welche die Bewegung der Eismasse in den fünf Jahren erfahren hat. Die Geschwindigkeiten ändern sich auf allen acht Steinlinien und auch beim untersten Firndreikante alle im gleichen Sinn (vgl. Fig. 54). Die

durchschnittlichen Änderungen für die stärkstbewegten Steine der einzelnen Linien betragen, wenn man die mit der Abwärtsbewegung bei stationärer Oberfläche verbundene Geschwindigkeitsänderung von etwa 1 Proz. in Anrechnung bringt:

von	1894/95	bis	1895/96	— 12	Proz.
„	1895/96	„	1896/97	+ 9	„
„	1896/97	„	1897/98	+ 9	„
„	1897/98	„	1898/99	+ 9	„

Die späteren Messungen haben wieder eine allgemeine Abnahme der Geschwindigkeiten ergeben. Man hat es also wohl auch hier mehr mit einem ruckweisen, als mit einem kontinuierlichen Abfließen des Eises zu tun. Die Ergebnisse der sehr sorgfältigen Messungen, welche die Herren Finsterwalder und Blümcke seit 1900 fortsetzen, werden hierüber wohl genaue Auskunft geben. Da die ursprünglichen Profile, in denen die Steinlinien gelegt waren, keiner eigenen Nachmessung unterzogen wurden, so läßt sich in diesem Falle nicht auf Grund der Beobachtungen sagen, ob auch einer vergrößerten Geschwindigkeit in jedem Falle eine Zunahme in der Dicke der Eismasse entspricht.

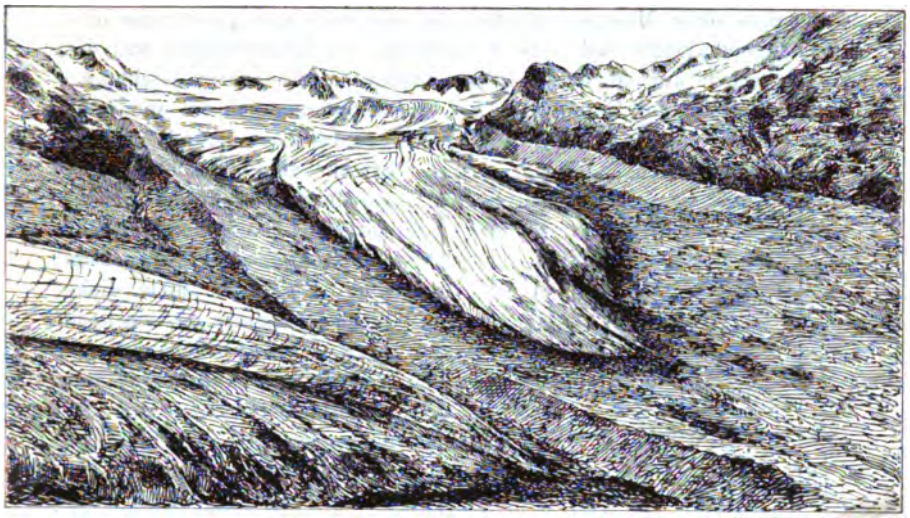
Bemerkenswert ist jedenfalls, daß auch bei diesem Gletscher die kleinen Oszillationen der Geschwindigkeit über ein großes Gebiet gleichzeitig ausgedehnt sind.

Verlauf des Vorstoßes.

Die klassischen Vermessungsarbeiten, welche Forbes und Tyndall am Mer de Glace ausgeführt haben, fielen zwar in eine Periode des Hochstandes dieses Gletschers, die Beobachtungen erlauben aber doch kein sicheres Urteil über die Vorgänge, welche sich während eines Vorstoßes in der Gletschermasse abspielen und vor allem ist der Übergang aus dem Bewegungszustand während des Rückzugsstadiums in den des vorschreitenden Eises nicht zu verfolgen. Die von S. Finsterwalder am Vernagtferner inaugurierten Messungen waren besonders in dieser Hinsicht sehr glücklich angelegt und führten zu einem Ergebnis, das wenigstens für einen Einzelfall ein Bild gibt von den außerordentlichen Veränderungen, welche sich während des Gletschervorstoßes in der Eismasse vollziehen.

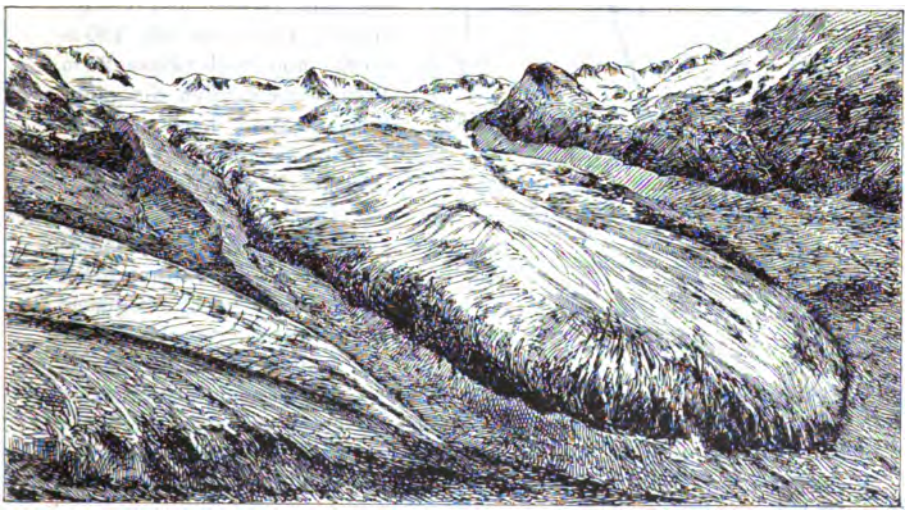
Im Jahre 1889, als die erste Aufnahme des Firn- und Zungengebietes von Vernagt- und Guslarferner erfolgte, waren beide Gletscher noch vereinigt und durch einen ziemlichen hohen, vom Schutt der großen Mittelmoräne gegen das Abschmelzen geschützten Eiswall waren ihre Enden untereinander verbunden. Während der folgenden Jahre trat besonders am Vernagt eine starke Reduktion des Zungenendes ein und 1895 waren beide Gletscher vollständig voneinander isoliert und der Eisrücken zwischen ihnen lag als totes Eis unter seiner Schuttdecke. Aber schon war in dem oberen Gebiete der Vernagtfernerzunge eine

Fig. 55.



Der Vernagtferner 1897.

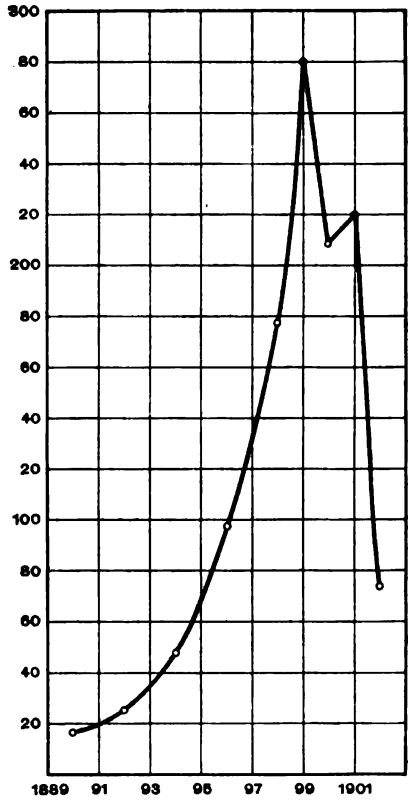
Fig. 56.



Der Vernagtferner 1899.

Anschwellung eingetreten, die allerdings nur durch die Messungen erkennbar und durchaus noch nicht augenfällig war. 1897 war das Ende des Gletschers am weitesten zurückgegangen, aber die Anschwellung war schon ohne Messung deutlich zu erkennen und ganz nahe dem Gletscherende zeigte sich eine Aufwölbung der Eisoberfläche, aus der mit Sicherheit auf ein baldiges Vorschieben des Gletschers geschlossen werden konnte (vgl. Fig. 55, a. v. S.). Dasselbe trat auch ein und 1898 war das Gletscherende um eine Strecke von etwa 200 m vorgeschoben, während gleichzeitig an allen Stellen die Dicke der Zunge stark gewachsen war. Eine über 60 m dicke Eismasse lagerte da, wo noch zwei Jahre vorher eisfreies Gelände war und wurde mit mächtigem Drucke und bedeutender Geschwindigkeit weiter talab geschoben. Die Zerklüftung des Eises war großartig und wurde in den folgenden Jahren immer stärker. Der Gletscherrand hatte eine fast sägenartige Begrenzung und fiel überall sehr steil ab. Quer- und Längsspalten von mehr als 100 m Länge und stellenweise 20 m Breite durchsetzten die ganze Eismasse und machten deren Begehung sehr schwierig (Fig. 56, a. v. S.).

Fig. 57.



Geschwindigkeitsänderung am Vernagtferner.

Im Jahre 1900 hatte anscheinend die Geschwindigkeit und die Zerklüftung ihren Höhepunkt erreicht. Bequeme Übergänge führten 1901 über die welligen Formen, die die Abschmelzung aus den mit fast vertikalen Seitenwänden abstürzenden Lamellen der obersten Eisschichte modelliert hatte, welche zuvor durch die Zerklüftung gebildet worden waren. 1902 hat, wie es scheint, die ein Jahr vorher noch ziemlich energische Bewegung der Eismasse ihr Ende erreicht, denn das Gletscherende ist im letzten Jahre kaum einige Meter vorgerückt und die Geschwindigkeitsmessungen zeigen einen jähen Abbruch in dem Vorschieben der Eismasse an.

Neben der photogrammetrischen Aufnahme des Zungengebietes und des unteren Firnes, die mehrmals erfolgte, bestanden die Arbeiten, welche bei den Nachmessungen am Vernagt vorgenommen wurden, hauptsächlich in der Einmessung der Lage, welche die einzelnen Nummernsteine einer in etwa 2800 m über den Gletscher gehenden Steinreihe einnahmen, sowie in Neulegung von Steinlinien im Profil der ersten. Dadurch war die Möglichkeit gegeben, von zwei zu zwei Jahren und später jährlich die Geschwindigkeit des Eises in einem und demselben Querschnitt und die zugehörigen Oberflächenänderungen kennen zu lernen und gerade der Verlauf, welchen die Kurve der Geschwindigkeiten gibt, ist in hohem Maße lehrreich in bezug auf die Art, wie sich der Massentransport gelegentlich eines Gletschervorstoßes vollzieht (vgl. Fig. 57). Von 1889 bis 1891 war die maximale Geschwindigkeit, die einem Punkte der Gletscherachse zukam, 17 m pro Jahr; in den folgenden Jahren nahm sie anfänglich langsam, später immer schneller zu, bis sie 1899 mit 280 m pro Jahr ihren Höchstwert erreichte. Bis 1900 erfolgte eine Abnahme auf 208 m. Von 1900 bis 1901 betrug die Verschiebung 220 m, so daß es schien, als ob ein neuer Schub nachkommen würde; 1902 aber fand sich die Geschwindigkeit auf 74 m reduziert, 1903 betrug sie nur 60 m. Noch rapider als das Anwachsen trat also vom größten Wert an die Abnahme der Geschwindigkeit ein. Der Maximalstand des Gletschers selbst war erst 1902 erreicht, also drei Jahre, nachdem die Geschwindigkeit im Steinlinienprofil ihren Höchstwert hatte. Von 1898 an, dem Zeitpunkt, an welchem die ältesten Steinlinien ziemlich weit von ihrer Ursprungslage entfernt waren, konnten die Geschwindigkeitsschwankungen über einem großen Teile der Gletscherzunge verfolgt werden. Auch hierbei zeigte sich, daß diese Änderungen auf der ganzen Eisoberfläche gleichzeitig im nämlichen Sinne erfolgten. Es hatte also wahr-

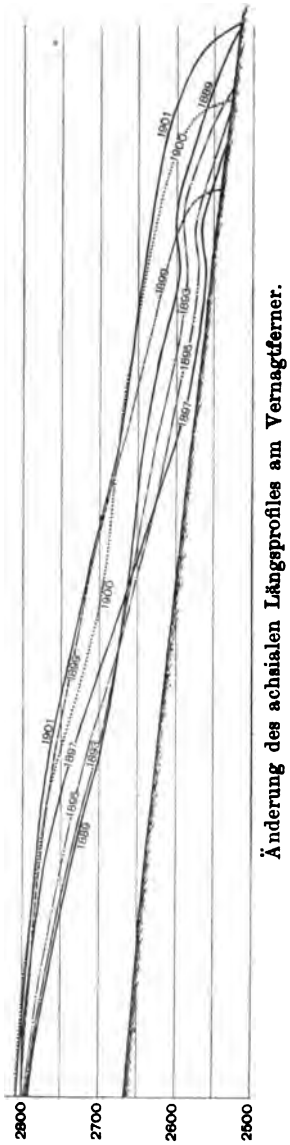


Fig. 58. Änderung des achsialen Längsprofiles am Vernagtferner.

scheinlich auch das unterste Ende des Gletschers 1899 seine größte Geschwindigkeit.

Die Art und Weise, wie die Anschwellung, welche sich 1895 bereits 350 m unterhalb des Steinlinienprofiles bemerkbar machte, gegen das Gletscherende vorrückte, illustriert die Fig. 58 (a. v. S.), welche nach einer Zeichnung von Herrn Prof. Finsterwalder die Längsprofile der Gletschermitte in den aufeinanderfolgenden Stadien darstellt. 1898 hatte die Anschwellung das Ende des Gletschers erreicht, das damals um 1070 m unterhalb des Steinlinienprofils lag; sie war also mit einer durchschnittlichen jährlichen Geschwindigkeit von 240 m pro Jahr abwärts gewandert, während die maximale Eisgeschwindigkeit im Profil erst 177 m betrug. Die Eismassen am Gletscherende wurden demnach infolge des gesteigerten Druckes aufgestaut und schneller bewegt, lange bevor die aus der Sammelmulde ausfließenden großen Eismengen in die Nähe des Gletscherendes kamen. Die Schwellung schreitet also rascher vor, als der aus dem Firnfeld kommende Massenzuwachs.

Was nun besonders auffallend war, das ist der Umstand, daß die Höhe der Gletscheroberfläche im Profil der Steinreihen sich nur um wenig mehr als durchschnittlich 10 m geändert hat. Die stärkste Auftreibung erfolgte bis 1897; dann begann die gewaltige Steigerung der Geschwindigkeit von 177 auf 280 m, welcher eine Senkung der Oberfläche bis zur Profilhöhe von 1893 folgte, die im Jahre 1899 fast wieder erreicht war; von 1899 bis 1900 reduzierte sich die Geschwindigkeit auf 208 m und bis 1901 stieg sie wieder auf 220 m, während gleichzeitig die Höhe der Oberfläche im Meßprofil wieder gesteigert wurde und den Betrag von 1897 teilweise übertraf. Rechnet man recht günstig, indem man den Querschnitt des Gletschers zur Zeit seines 1893er Minimalstandes im Profil der Steinlinien klein annimmt, so macht die Vergrößerung, welche derselbe bis 1897 erfuhr, ungefähr 20 Proz. und die von 1893 bis 1900 erfolgte höchstens 25 Proz. aus. Und dieser geringen Zunahme entspricht eine Geschwindigkeitsvergrößerung auf das 16- bis 17fache! Man ist zunächst versucht, die Bewegung des Eises während dieses Vorstoßes mehr als eine gleitende, denn als fließende zu betrachten, um diese abnormen Bewegungsunterschiede zu begreifen. Allein sowohl die Abnahme der Geschwindigkeit gegen das Gletscherende, als die gegen die Ränder belehrt sofort, daß die fließende Bewegung noch deutlicher zum Ausdruck kommt, als bei dem ruhig strömenden, stark reduzierten Gletscher von früher.

So entspricht der Achsengeschwindigkeit von 220 m von 1900 bis 1901 eine Geschwindigkeit von 45 m in der Nähe des Randes und die Gestalt, welche die im Laufe eines Jahres durchgebogene Steinlinie zeigt, gleicht vollkommen der Linie, welche man erhält, wenn man mit entsprechender Vergrößerung die Geschwindigkeiten von 1889 bis 1891 bei unveränderter Entfernung der Nummernsteine aufträgt. Die Verzögerung der Bewegung gegen den Rand ist im Verhältnis allerdings

etwas kleiner, als sie beim langsam bewegten Gletscher war. Damals war das Verhältnis von Rand- zu Mittelgeschwindigkeit 2 : 17, während des Vorstoßes war es etwa 1 : 6.

Die enormen Geschwindigkeiten, mit welchen sich das Eis des Vernagtferners bei diesen Vorstößen verschiebt, sind auch schon durch einige Messungen festgestellt worden, welche der damalige Besitzer der Rosenhöfe, Nikodemus Klotz, von 1842 bis 1845 anstellte, um das gefahrdrohende Anwachsen der vereinigten Gletscher des Vernagttales verfolgen zu können. Er beobachtete allerdings nur das Vorrücken des Gletscherendes, das von 1842 an in den engen Vernagtgraben hineingepreßt wurde und fand:

1844	vom	2.	bis	9.	April	eine Verschiebung von	3,8 m	tägl. 0,5 m
„	erste	Hälfte	des		Juni	„	„	„ 0,6 „
„	vom	18.	Juni	bis	21. Aug.	„	„ 60 m	„ 0,9 „
„	„	21.	Aug.	„	18. Okt.	„	„ 65 „	„ 1,2 „
„	„	18.	Okt.	„	3. Jan.	„	„ 157 „	„ 2,1 „
1845	„	3.	Jan.	„	19. Mai	„	„ 450 „	„ 3,3 „
„	„	19.	Mai	„	1. Juni	„	„ 150 „	„ 12,5 „

Es zeigen also auch diese Aufzeichnungen, daß die Geschwindigkeit im Vorrücken des Gletschers anfangs klein ist, später aber immer größer wird, um schließlich zu ganz außerordentlichen Beträgen anzuwachsen. Zieht man in Betracht, daß zur Zeit des Bewegungsmaximums während des jüngsten, unbedeutenden Vorstoßes schon 80 cm tägliche Geschwindigkeit in dem breiten Steinlinienprofile des Vernagtgletschers herrschte und daß die vereinigten Eismassen des Vernagt- und Guslarferners im Vernagtgraben eine bedeutende Querschnittsverminderung erfahren, so begreift man, daß während der großen Vorstöße das Eis mit einer Schnelligkeit dem Rofentale zueilt, welche sonst nur von Ausläufern des grönländischen Inlandeises bekannt ist.

Ein ähnliches Anwachsen der Geschwindigkeit, wenn auch nicht bis zu so großen Beträgen, wie am Vernagtferner, wurde bei dem letzten, nach 1892 begonnenen Vorstoße des Gliederferners beobachtet. Die Steinlinie, welche von den Brüdern Gg. und S. Finsterwalder im Jahre 1885 gelegt wurde, ergab bis 1887 für die am schnellsten bewegten Steine eine jährliche Verschiebung von 14 m. In der Zeit von 1887 bis 1892 betrug sie 22 m; von 1892 bis 1897 40 m, von 1897 bis 1898 36 m. Diese Geschwindigkeit scheint das Eis auch für die folgenden Jahre beibehalten zu haben. Die Schnelligkeit ist also annähernd vervierfacht worden, hat sich aber für weit längere Zeit auf dem Höchstbetrage gehalten, als es beim Vernagt der Fall war. Auch hier hat sich übrigens gezeigt, daß die Schwellung viel schneller vorrückte, als das Eis selbst, denn 1887 bis 1892 waren die Geschwindigkeitsmarken um 110 m vorgerückt, während die Schwellung 220 bis 310 m weit geeilt war; bis 1895 betrug der Weg der Marken 350 m, jener der Schwellung 550 m. Das Vorrücken des Endes betrug 1892 bis 1897 17 m, 1897 bis 1899 18 m.

Gletscherkatastrophen.

In unmittelbarem Zusammenhange mit den Vorstößen, welche die Gletscher zu gewissen Zeiten ausführen, stehen an einzelnen Orten der Hochgebirge Ereignisse, die durch außerordentliche Verwüstung von Kulturland, und andere bedeutende Schäden, die sie verursachten, die Bewohner der Hochtäler in Aufregung versetzten, so daß die Erinnerung an sie in der mündlichen und schriftlichen Überlieferung wach gehalten wurde. Es sind die Abstürze großer Eismassen, die sogenannten Gletscherlawinen, die in einzelnen Tälern großes Unheil anrichteten, andererseits die Ausbrüche von Stauseen, die sich hinter vielen Gletscherzungen bilden, von denen hier die Rede sein soll. Wie oben schon hervorgehoben wurde, haben wir gerade derlei Ereignissen die älteste Kunde über zeitweise größere Ausdehnung der Gletscher zu verdanken.

Gletscherlawinen. Sind auch die Ursachen für die Bildung der Gletscherlawinen nicht immer die nämlichen und die Erscheinungen, welche beim Absturz großer Eismassen eintreten, je nach der Örtlichkeit verschieden, so bleibt doch deren Grundzug überall der gleiche und es genügt, um ein Bild desselben zu geben, eine dieser Katastrophen etwas ausführlicher zu beschreiben. Ich wähle dazu den Eisrutsch vom Altelsgletscher, welcher am 11. September 1895 stattfand und unter anderen von L. du Pasquier im Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs eingehend besprochen wurde. Bei dem Abbruch und dem Absturz der Eismassen aus einer Höhe von 2670 bis herab zu etwa 1900 m kamen sechs Menschen und 160 Stück Vieh um; 10 ha Waldfläche wurden gänzlich verwüstet und eine Alpe von mehr als 100 ha unter einer 3 bis 4 m dicken Eis- und Schuttdecke begraben.

Die etwa 150 bis 200 m breite, etwa 800 m lange Zunge des Altelsgletschers, deren Ende bei 2670 m lag, riß in der Höhe von 3100 m an einer im Halbkreis von etwa 550 m Durchmesser gebogenen Fläche von dem übrigen Gletscher ab. Die Eismasse, welche auf ziemlich gleichmäßig, unter etwa 30° geneigten Kalkfelsen lag, setzte sich anfänglich langsam in gleitende, nach einigen Sekunden in beschleunigte Bewegung und es genügte die Zeit von wenig mehr als einer Minute zur Durchmessung der etwa 3 km langen Sturzbahn. Das abgetrennte Gletscherstück brach während des Sturzes in sich zusammen, ward zu einem Haufwerk von Eisblöcken und kam als ein Gewirr von Trümmern in rasender Eile über die steilen Felsplatten stromartig herabgesaust. Über 4 Mill. m^3 wurden auf 120 ha der Spitalmatte abgelagert; 275 ha betrug die Fläche des Streuungsbereiches, innerhalb dessen mehrere m^3 haltende Eistrümmer in weiten Bogen herumgeschleudert und am gegenüberliegenden Berghang hoch oben abgesetzt wurden. Die Ab-

lagerung, in welcher Steine und andere Fremdkörper spärlich vorkamen, erinnerte die Mitglieder der Untersuchungskommission an den Eisstoß eines Flusses. Den letzten Teil ihres Weges hatte die Lawine in freier Luft zurückgelegt und die dabei zusammengepreßte, von dem Eise hergetriebene Last war es, welche die Bäume nahe dem Boden abbrach und in Reihen umlegte. 1782 war schon eine ähnliche Katastrophe eingetreten. Wie kam der Bruch, oder vielmehr das Loßreißen dieser ganzen Gletschermasse zu Stande? A. Heim und F. A. Forel glauben die Ursache in der durch drei Wochen abnorm hohen Lufttemperatur, einer dadurch bewirkten Erhöhung der Bodentemperatur und einer Höherlegung der 0-Isotherme zu sehen. Der kleine Hängegletscher wurde bis zu größerer Höhe, als sonst, vom Fels, an den er festgefroren war, losgetrennt und der Bruchquerschnitt war deshalb zu schwach, um dem Zuge der steil herabhängenden Masse zu widerstehen.

L. du Pasquier fand durch Vergleich von Photographien, daß der Gletscher von 1881 bis 1887 und 1893 ständig gewachsen war; dies hatte eine Vergrößerung des Gewichtes der untersten Zungenpartie zur Folge, welche durch entsprechende Ernährung von oben nicht ausgeglichen wurde; der Bruchquerschnitt konnte daher dem mächtigeren Zuge keinen genügenden Widerstand leisten. Diese letztere Erklärung scheint mir den Vorzug vor der anderen zu verdienen.

Ein Gegenstück zu den Verheerungen, wie sie durch die Gletscherlawine des Altels hervorgerufen wurden, bilden die wiederholten Zerstörungen, von denen das Dorf Randa im Tale von Zermatt heimgesucht wurde. Der Biesgletscher, welcher von dem vom Weißhorn (4512 m) südwärts ziehenden Kamme gegen Osten herabfließt, kommt aus ziemlich steiler Firnmulde; seine zerrissene Zunge geht über zwei Gefällbrüche mit einem mittleren Neigungswinkel von 42° zu Tale. Ein dritter, sehr starker Gefällbruch wird bei Gletscherhochstand vom Eise in der Weise passiert, daß fortwährend einzelne Stücke losbrechen und unter der Wand sich sammeln. Ist die von oben nachgeschobene Menge sehr bedeutend, so finden die Eistrümmer nicht mehr genügenden Platz unter der Wand; sie stürzen dann über die noch mehrfach abgestufte Bergflanke auf den Boden des Tales. Gegenüber auf dem Schwemmkegel des Randaer Baches liegt Randa, das bei starken Eisstürzen unter dem die Lawine begleitenden Luftstoße zu leiden hat. Da die Visp hinreichende Wassermengen führt und der Talboden weit und flach ist, so konnten bisher immer die unten angekommenen Eismassen fortgeschwemmt werden, ohne daß sie das Wasser des Baches besonders aufgestaut hätten.

Ein weiteres Beispiel solcher Gletscherlawinen ist der 1901 erfolgte Absturz einer großen Eis- und Felsmasse vom Fletschhorn über den Roßbodengletscher. Über 2 Mill. m^3 kamen aus einer relativen Höhe von 2300 m herab und bedrohten das Dorf Splügen mit großer Gefahr; durch Wälder aufgehalten, blieben sie oberhalb des Dorfes liegen.

Im Val de Bagnes, wo der Giétrozgletscher mit steilem Ende abbricht, ist die Situation etwas anders. Wenn der Gletscher wächst, schiebt er bedeutende Eismengen über steile Wände hinunter in das enge, schluchtartige Tal der Dranse. Dort bildet das Eis einen regenerierten Gletscher, welcher das Tal absperrt und einen See anstaut. 1818 hatte sich ein solcher von sehr bedeutenden Dimensionen hinter dem Eisdamme gebildet, der, um das Tal vor einer verheerenden Überschwemmung zu schützen, unter Leitung des Ingenieurs Venetz mit Hilfe eines Stollens durchbohrt werden sollte. Der Abfluß durch den Stollen vollzog sich anfänglich in der vorausgesetzten Weise. Nach drei Tagen aber brach der Eisdamm infolge des bedeutenden Wasserdruckes; binnen einer halben Stunde waren 60 Mill. m^3 Wasser mit rasender Geschwindigkeit ins Tal hinausgeschossen, in welchem das entfesselte Element alle Dammerde und Ackerkrume fortschwemmte, mehr als 500 Häuser vernichtete und einen Schaden von mehr als eine Millionen Franken verursachte. Noch mehrere Jahre wiederholten sich diese Seedurchbrüche. 1822 unternahm es Venetz nochmals, den Eisdamm zu zerstören und die Seeentleerung unschädlich zu machen. Er leitete die am Berge Alia herunterrieselnden und am Felsen etwas erwärmten Wasserläufe mit hölzernen Rinnen auf den Gletscher, wo sie tiefe Kanäle einschmolzen, durch welche 800 bis 1000 m^3 große Eisstücke abgelöst wurden. Bei ihrem Falle zerbrachen sie in Brocken, welche von dem aus dem See überlaufenden Wasser der Dranse fortgeschwemmt werden konnten. Diese Arbeit wurde bis 1824 fortgesetzt und der ganze Eiskegel auf diese Weise zerstört. Zur Verhütung ähnlicher Eisansammlungen baute Venetz Schwellen, welche bei der Sturzstelle des Giétrozgletschers quer durch die Talsohle der Dranse gingen und eine Verbreiterung der Wasseroberfläche bewirkten, welche so groß wird, daß sie von dem herabfallenden Eis nicht mehr frei überwölbt werden kann. Das Eis ist mit dem Wasser ständig in Berührung und sobald die Eismassen soweit vorgeschoben werden, daß sie auf 2 bis 3 m über dem Wasser, das sie unterwühlt hat, frei schweben, brechen sie ab und werden vom Wasser fortgeführt.

Seit 1826 hat sich diese Einrichtung vollkommen bewährt.

Stauseen. Wir haben es in dem Falle mit einer Gletscherlawine zu tun, welche eine Seeanstauung im Gefolge hat. In den meisten Fällen bilden sich aber die Stauseen auf andere Weise. Ein typisches Beispiel dafür ist der zeitweise bestehende Rofener See, der sich zu Zeiten hohen Standes des Vernagtferners bildet, wenn dessen Eismasse ins Rofental hinausgeschoben wird und den Schmelzwassern des Hochjoch- und Hintereisferners den Abfluß wehrt. Seit 1600 sind nicht weniger als acht Ausbrüche dieses Stausees erfolgt, welche zum Teil sehr bedeutende Schädigungen des Ötztales veranlaßten.

Ähnliche improvisierte Seen bilden sich, wenn der vorrückende Zufallferner im Martelltale den Abfluß des Langenferners anstaut und

auch die Ausbrüche dieser angehäuften Wassermengen haben im Tale arge Verheerungen erzeugt. Seit 1891 hat man das durch zwei vorhergehende Ausbrüche verwüstete Tal durch eine „Klause", eine Talsperre, gegen weiteres derartiges Unglück geschützt. Im Ridnauntal (Stubai), wo der Übeltalferner den Senneregertenbach zeitweise anstaut, hat man schon seit langen Jahrzehnten eine solche Talsperre am Aglsboden angelegt.

Etwas anderer Art ist der Stausee, der sich beim Hochstande des Allalingletschers im Saasertal bildet. Der vorschreitende Gletscher selbst verhindert den Mattmarksee am regelmäßigen Abfluß; dieser wächst bedeutend an, und beim Durchbruch des Eisdammes erfolgen große Überschwemmungen im Saaser- und auch noch im Rhonetal.

Der Ruitorsee im Val des Oselettes, der Langtaler Eissee im Gurgler Tal sind weitere Beispiele von Stauseen, welche zeitweise Gefahren für ihre Abflußgebiete bringen und deren Existenz in erster Linie auf Hochstände von Gletschern zurückzuführen ist.

Es kommen jedoch auch Stauseebildungen bei gleichbleibendem oder gar bei schwindendem Gletscher vor. Zwischen Otemma- und Crête-sèche-Gletscher im Bagnetal z. B. bildete sich 1894 ein See dadurch, daß der normale, unter dem Otemmagletscher durchziehende Abfluß des Crête-sèche-Gletschers durch irgend eine Ursache gehemmt wurde. Am 28. Juni 1894 und am 18. Juni 1895 erfolgten Ausbrüche des Sees, von denen der erstere stark verheerend wirkte. 1898 wiederholte sich das Ereignis des Seeausbruches; die Flutwelle, welche in der Dranse und der Rhone bis zu deren Mündung in den Genfer See verfolgt werden konnte, war bedeutend größer als die von 1894.

Der schönste der alpinen Gletscherstauseen, der Märjelensee am großen Aletschgletscher, wird ziemlich häufig durch Verstopfung des normalen Abflusses vergrößert. Nach einiger Zeit genügt dann der Druck des Wassers, um das Hindernis zu beseitigen und einer großen Wassermenge rasch freien Durchgang unter dem Gletscher zu verschaffen. In seinem höchsten (bekannten) Stande hatte der See eine Oberfläche von 0,445 km^2 und einen Inhalt von 10,4 Mill. m^3. Bei niederem Stande (1878) wurden 0,11 km^2 und 180000 m^3 gemessen. Gewöhnlich findet ein allmähliches Abfließen des Sees an seiner Westseite durch den Aletschgletscher nach der Massa hin statt. Wenn jedoch dieser Abfluß gehemmt war und infolgedessen der Seespiegel bis zur Höhe der bei der Märjelenalp gelegenen Einsattelung stieg, lief der See östlich ins Fiescher Tal über. Von Zeit zu Zeit pflegte sich das angefüllte Seebecken fast plötzlich ganz oder teilweise zu entleeren, wobei sich das Wasser durch und unter dem Aletschgletscher gewaltsam Bahn brach und das Rhonegelände unterhalb der Massamündung überflutete. Es war stets zu befürchten, daß einmal ein Seeausbruch zeitlich mit hohem Rhonestand zusammenfallen könnte, was dann die Rhonekorrektion in unabsehbarer Weise geschädigt hätte. Um diese Gefahr abzuwenden,

ist an der Ostseite des Sees unter der Märjelenalp ein Stollen eingetrieben worden, durch welchen der See einen kontinuierlichen Abfluß erhält, sobald sein Spiegel die Höhe des Stollens erreicht hat. Am 9. Juli 1892 fand eine plötzliche Entleerung des Sees statt, wobei die in der Rhone entstandene Hochflut in Sitten vom Limnographen aufgezeichnet wurde. Um 1 h p. m. hatte die Rhone ihren normalen Stand mit 5,22 m; um 1 h a. m. am 10. Juli erreichte sie das Maximum mit 6,60 m und bis 1 h p. m. desselben Tages sank sie auf 5,30 m zurück.

Eine besondere Stellung unter den Gletscherkatastrophen nimmt die von St. Gervais (12. Juli 1892) ein. Sie wurde, wie nach dem gemeinsamen Berichte von J. Vallot, A. Delebecque und L. Duparc als sicher angenommen werden kann, durch den plötzlichen Durchbruch von etwa 100000 m³ Wasser veranlaßt, welche in zwei miteinander kommunizierenden Höhlungen am Ende des Tête rousse-Gletschers angesammelt waren. Aus einer Höhe von etwa 3100 m stürzte die Wassermenge, Eis und Geröll mit sich reißend, in das Tal des Bionnassaygletschers, floß zwischen diesem und der Talwandung durch und vergrößerte sich dabei durch Aufnahme von Schmutz, Schutt und Blöcken auf eine Gesamtmasse von etwa 800000 m³, welche, in dem engen Tal von Bionnassay angekommen, das Dörfchen Bionnay, die Bäder von St. Gervais zerstörte und eine große Zahl Menschen vernichtete. Die Höhlungen am Tête rousse-Gletscher sind nach Vallot und Delebecque durch Grundspalten entstanden, die sich im Eise des kleinen Gletschers da bildeten, wo dasselbe über eine kleine Schwelle im Gestein bewegt wird. Das Schmelzwasser des Gletschers fand an dieser Schwelle ein Abflußhindernis, und deshalb wurden die Grundspalten mehr und mehr erweitert, bis die eine intraglaziale Höhle gebildet war, die mit der zweiten, bis an die Gletscheroberfläche reichenden und dadurch mit der Luft in Verbindung stand.

Die nach dieser Erklärung anzunehmende Fortführung von Grundspalten bis zur Gletscheroberfläche halte ich für wenig wahrscheinlich. Die bildlichen Darstellungen, welche dem Berichte der drei Gletscherforscher beigegeben sind, lassen die Annahme zu, daß die zwei Höhlungen durch das von der Gletscheroberfläche, nicht vom Gletschergrund kommende Schmelzwasser gebildet wurden. Es erinnert besonders der Längsschnitt durch den Gletscher an eine Gletschermühle, deren Einströmungsöffnung durch die Abschmelzung stark erweitert wurde. Sobald der Abfluß unter dem Eise durch irgend eine Ursache gehemmt war, konnten die bei der großen Höhenlage des Gletschers spärlichen Schmelzwasser in der Höhlung angesammelt werden, bis ihr Druck genügte, um die durch die Abschmelzung stark reduzierte Eiswand zu durchbrechen.

Die Verheerungen, welche der Devdorakgletscher im Kaukasus zeitweise hervorruft, sind auf Gletscherlawinen zurückzuführen, welche Stauungen des Terek verursachen; diese Katastrophen sind also denen des Giétrozgletschers im Bagnetal vergleichbar.

Völlig andere Ursachen als die bisher angeführten haben das gewaltige Unglück herbeigeführt, durch welches im Juli 1902 die Bäder von Kermadon an den heißen Quellen im Genaldontal des Kaukasus zerstört wurden und Hunderte von Heilung Suchenden ums Leben kamen. Nach N. v. Poggenpohl, der die Gegend zum Zwecke von Gletscheruntersuchungen bereiste, kamen am 16. und 19. Juli zwei Gletscherlawinen aus den Firnfeldern auf der Nordseite des Gimarai-Choch, welche auf ihrem Wege von 10 km Länge bis zum Ende des Genaldongletschers alles zerstörten. Da die Neigung des Berghanges und die Ausfüllung des Firnfeldes zur Erklärung der Bildung dieser Lawinen nicht ausreichen, nimmt Poggenpohl als Ursache ein Erdbeben an, das den Abbruch der Schnee- und Eismassen veranlaßte.

Es ist außer Zweifel, daß auch in anderen Gletschergebieten ähnliche Ereignisse auftreten; doch erfreuen sich diese Regionen nicht der zahlreichen Bevölkerung und intensiven Kultivierung wie die unterhalb der Alpengletscher gelegenen Landstriche. Daher haben wir auch geringe Kunde über Erscheinungen, wie Ausbrüche von Stauseen usw., die dort vorkommen.

Zehnter Abschnitt.

Theorie der Gletscherbewegung.

Entwickelung der Ansichten über das Wesen der Gletscher. Dilatationstheorien; Ansichten von Scheuchzer, Charpentier, Hügi, Forel. Theorien, welche die Schwerkraft als treibendes Agens voraussetzen: Ansichten von Altmann, Gruner, Bordier, Besson, Rendu; Forbes' Theorie. Regelationstheorie: J. Thomson, Tyndall, Helmholtz. Präzisierung der Begriffe Zähigkeit und Plastizität. Wachstum des Gletscherkorns nach Hagenbach-Bischoff u. Emden. Die Plastizität ist eine molekulare Eigenschaft. Drygalskis u. Crammers Ansichten. Wasser im Haarspaltennetz. Zusammenfassung. Mathematische Theorie: Versuche von Odin u. de Marchi; Finsterwalders Strömungstheorie. Anwendungen derselben: Jahreszeitliche Schwankungen; langsam abschmelzender Gletscher; vorschreitender Gletscher; Empfindlichkeit der Gletscher gegen Klimaänderungen. Allgemeine Theorie der Gletscherschwankungen. Finsterwalders mathematische Darstellung der Forel-Richterschen Theorie.

Ansammlung des festen atmosphärischen Niederschlages in dem Firngebiete, allmähliche Umwandlung des leichten lufthaltigen Schnees in dichtes, klares Eis, langsame Abwärtsbewegung desselben in die Region wärmerer Luft, in welcher die auf der Schmelztemperatur befindliche Eismasse in den flüssigen Zustand übergeführt wird, das ist der Vorgang, der sich in den Gletschern abspielt. Rätselhaft erscheint uns an demselben die Bewegung des scheinbar starren Eises, von dem jedes kleine Bruchstück spröde und hart ist, wie jedes Stück Seeeis, das während des Winters im Flachlande entstand. Wie sollen wir uns die Bewegung dieses starren Körpers denken, mit welchen bekannteren Vorgängen sie vergleichen, auf welche Ursachen sie zurückführen? Die Beantwortung dieser Fragen hat seit dem Beginn der Gletscherforschung das Interesse und den Scharfsinn der hervorragendsten Physiker in Anspruch genommen; je nach dem Stande der Wissenschaft fiel sie verschieden aus. Je geringer die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften des Eises im allgemeinen und des Verhaltens der Gletscher im besonderen war, um so einfacher waren die Hilfsmittel, die zu den Erklärungsversuchen herangezogen wurden, um so freier war aber auch die Bahn für Spekulationen aller Art. In buntem Wechsel sehen wir Theorien auftauchen, die andere verdrängen und bald

selbst dem gleichen Schicksale verfallen. Bald wird die Schwerkraft und ein durch sie herbeigeführtes Herabgleiten des Eises auf der geneigten Unterlage als ausreichend zur Erklärung befunden, dann spielt wieder die Schwere eine ganz nebensächliche Rolle, während die Ausdehnung, welche das in die großen Spalten, sowie in die Haarspalten eingedrungene Schmelzwasser beim Gefrieren erfährt, als eigentliche Ursache des allmählichen Abwärtsschiebens der Gletschermasse angesehen wird. Später, als die Verzögerung, die das Eis am Rande erfährt, durch genauere Geschwindigkeitsmessungen festgestellt war, als sich die Ähnlichkeit der Gletscherbewegung mit der des fließenden Wassers aufdrängte, verglich man dieselbe mit der Bewegung zähflüssiger, dickflüssiger oder schlammartiger Massen, die sich über schiefe Flächen abwärts wälzen. Man schrieb dem Eise Plastizität zu, vermöge deren es durch Druck all die Gestaltsänderungen durchmachen kann, welche wir an großen Gletschern verfolgen können, und da genauere Kenntnis über das Verhalten des Eises gegenüber drückenden und ziehenden Kräften fehlte, so begann zunächst der Streit über die Ursache der Plastizität, die die einen in einem Weichwerden des Eises mit Annäherung an den Schmelzpunkt suchten, die anderen in innerer Verflüssigung, welche entweder auf größere Massen oder nur auf einzelne Stellen in der Berührungsfläche der Gletscherkörner sich erstreckt.

Betrachten wir zunächst kurz die jetzt allgemein verlassenen „Dilatationstheorien", um die wesentlichsten Gründe kennen zu lernen, welche gegen dieselben sprechen.

Scheuchzers Ansicht über die Ursache der Gletscherbewegung ist folgende:

Es muß das vom Rücken der vereisten Berge und Felsen abfließende Wasser, wenn es in den Sprüngen und Lücken des Eises sich sammelt und darin gefriert, weil es in diesem Zustande einen größeren Raum einnimmt, nach allen Seiten drängen und denjenigen Gletscherteil, der nach der freien Luft und nach abschüssigen Wänden blickt, vorwärts stoßen und mit dem Eise zugleich Sand, Steine und selbst größere Blöcke.

J. de Charpentier (1841) schreibt: Wenn das vom Gletscher aufgesogene und von den Sprüngen und Haarspalten durch sein ganzes Inneres verbreitete Wasser gefriert, so vermehrt es sein Volumen und teilt der ganzen Masse eine Art von Expansion mit. Diese Dilatation muß vorzüglich nach der Richtung des geringsten Widerstandes sich äußern, also im Sinne des Gefälles und der Dicke des Gletschers. — Da das Gefrieren des absorbierten Wassers im Sommer fast jede Nacht sich wiederholt und in dieser Jahreszeit kein Rückzug, keine Kontraktion durch die Kälte entstehen kann, so wäre die Wirkung der aufeinander folgenden und so oft wiederkehrenden Expansionen unbegrenzt, würden ihr nicht Sonne und Luftwärme durch Schmelzen des Eises an der Oberfläche eine Grenze bieten.

Hugi, der Entdecker des Gletscherkorns, meint:

„Die Bewegung und alle wesentlichen äußeren Erscheinungen sind bedingt durch die Entwickelung der einzelnen Körner in der Gesamtmasse, welche von den Firnkuppen an bis zum Ausgange langer Gletscher sich von der Linsen- bis oft fast zur Eigröße entwickeln."

Gegen diese Theorien wurden von Merian (1842) unter anderen folgende Gegengründe angeführt:

1. Nimmt man den ganzen Gletscher als von Wasser durchtränkt an, so würde beim Gefrieren dieses Einschlusses die Volumenvermehrung nur $^1/_8$ bis $^1/_9$ des Volumens der ausfrierenden Haarspalten betragen; die neuen, durch die Ausdehnung entstehenden Haarspalten könnten also auch nur $^1/_9$ des Volumens der früheren haben, und es müßte nach einigen Wiederholungen des Vorganges jede weitere Veränderung unmerkbar klein sein, es müßte der Gletscher zu einer völlig kompakten Masse werden, wenn nicht fremde Ursachen zur Bildung neuer Haarspalten herangezogen werden können.

2. Von der Firnlinie an müßte die Bewegung talwärts immer größer werden und an dem Gletscherende ein Maximum erreichen, da die einzelnen Dilatationen und ihre Folgen in dieser Richtung sich summieren. Die Beobachtung zeigt aber, daß die Geschwindigkeit des Eises gegen das Gletscherende hin abnimmt.

Scheuchzers Ansicht ist nicht haltbar, denn das Wasser, das in den Spalten nicht abfließen kann, bleibt in denselben lange Zeit flüssig; nur an der Oberfläche bildet sich in klaren, kalten Nächten eine Eisdecke; außerdem erfolgt das Schließen der Spalten während der Bewegung durch Annäherung der Spaltenwände.

Neben diesen Schwierigkeiten für die Dilatationstheorien, denen ich auch die Kornwachstumstheorie zurechne, kommen aber noch die folgenden in Betracht.

Es müßte, wenn das Infiltrationswasser gefriert, gleichgültig, ob es nach Hugi der atmosphärischen Feuchtigkeit oder nach E. de Beaumont u. a. dem Schmelzwasser der obersten Schichten des Gletschers entstammt, eine wesentliche Volumenvergrößerung des Gletschers eintreten, welche in anbetracht der Bewegungshindernisse auf dem Boden zu einer mindestens im Frühjahr sehr beträchtlichen Auftreibung der Oberfläche führen würde.

Und dann — wie soll das eingedrungene Wasser zum Gefrieren kommen? Der Gletscher stellt, wie es durch die neueren Messungen erwiesen ist, eine auf der Schmelztemperatur befindliche Eismasse dar. Es fehlt der Anlaß, eindringendes Wasser in den festen Zustand überzuführen, auch wenn dieses die Temperatur des umgebenden Eises angenommen hat.

Vollständig wurde diesen Theorien von F. A. Forel der Boden entzogen, als er 1884 durch sorgfältige Infiltrationsversuche die Behauptung der Brüder Schlagintweit bestätigte, daß nur die Haar-

spalten der obersten Gletscherschicht, bis zu 2 bis 3 m unter der Oberfläche, für Infiltrationen wegbar sind.

Sehen wir von verschiedenen anderen, zum Teil recht abenteuerlichen Erklärungsversuchen ab, so bleiben nur mehr diejenigen Theorien, welche allein die Schwerkraft als treibendes Agens voraussetzen.

Eine der ältesten derselben ist die von Altmann (1751) und von Gruner (1760) vertretene Anschauung, nach der der Gletscher als Ganzes talabwärts gleitet. Danach wären Verschiebungen innerhalb der Eismasse nicht vorhanden, und höchstens dann wäre diese Meinung vom Standpunkte ihrer Urheber aus, denen die Verzögerung an der Talwandung unbekannt war, zu verstehen, wenn sie nur auf die aus der Firnmulde herauskommende Gletscherzunge allein bezogen werden soll. Es ist wenigstens nicht einzusehen, wie die häufig recht bedeutenden Querschnittsänderungen, die beim Übergange aus dem Sammelgebiete in die Abschmelzregion stattfinden, von einer in sich starren Masse bewältigt werden sollten. Saussure teilt im wesentlichen die Ansicht von Altmann und Gruner; er schreibt der Schwerkraft die Bewegung zu, welche in einem „langsamen beständigen Gleiten besteht, welches die Eismassen in die niederen Gegenden herabführt und in Tälern bestehend erhält, wo große Bäume und selbst reiche Ernten gedeihen können". Er stützte sich dabei wahrscheinlich auf die Beobachtung der geschrammten und geschliffenen Felsen, die er in der Nähe der großen Gletscher fand. Daß er ein Gleiten des Gletschers als Ganzes annahm, das keine besonderen Formveränderungen erleidet, ist nicht wahrscheinlich und geht übrigens auch daraus hervor, daß Charpentier, Agassiz und Forbes in ihren Kritiken der Saussureschen Ansicht diese Formänderungen gar nicht erwähnen und nur hervorheben, es müßte beim reinen Gleiten die Bewegung eine immer schnellere werden, allermindestens ruckweise eintreten; es könnten nur ziemlich beträchtliche Neigungen von mindestens 8° das Herabgleiten herbeiführen, während noch bei 3° und selbst viel geringerem Gefälle die Bewegung der Gletscher gemessen wurde; es zeigt sich außerdem, daß kleine Gletscher selbst bei 30 und 40° Neigung noch am Boden fest haften und an der Oberfläche sehr langsame Bewegungen ausführen.

Zwar hat Hopkins bei experimentellen Bestimmungen der Reibung zwischen Eis und Gestein feststellen können, daß eine Bewegung des Eises noch bei ganz minimalen Neigungen (40 Minuten) eintritt und stetig verläuft; allein es zeigt sich, wie wir später sehen werden, daß das Gleiten, das durch die Bearbeitung des Gesteins als erwiesen gelten kann, doch nur eine Folge des Fließens ist, als welches wir heute die Bewegung des Gletschers betrachen.

Von Schweizer Naturforschern, die über Gletscher berichten, ist A. C. Bordier der erste, welcher die Bewegung der Gletscher mit der von zähen Substanzen vergleicht (1773). Er betrachtet den Gletscher

wie eine Anhäufung geronnener Masse oder wie erweichtes, biegsames und bis zu einem gewissen Grade formbares Wachs.

Besson sagt in seinem 1780 erschienenen „Discours sur l'histoire naturelle de la Suisse": „Sie fließen wie Ströme oder wie Lava, um sich in die Täler zu ergießen, wo sie häufig weit unter die Region herabsteigen, in welcher der Schnee nicht mehr schmilzt und wo alle Vegetation aufhört, um kultiviertes Land zu bedecken. Diese Eisströme gehorchen genau den Gesetzen der Flüssigkeiten."

Beide, Bordier und Besson, sind in der Auffassung, welche sie über die Bewegung der Gletscher äußern, Vorläufer von Rendu, der 60 Jahre später als Besson, nachdem er längere Zeit zwischen den verschiedenen Dilatationstheorien schwankte, den Gedanken, das Gletschereis bewege sich wie eine Flüssigkeit, mit ähnlicher Bestimmtheit zum Ausdruck brachte wie Besson. Aber während seine Vorläufer nicht weiter auseinandersetzten, welche besonderen Beobachtungen sie zu ihrer Ansicht geführt haben, stützt er sich auf die Mitteilungen, die ihm seine Führer über die geringere Geschwindigkeit, die der Gletscherrand gegenüber der Mitte besitzt, gemacht haben. Er führt diese Tatsache auf die Reibung zurück, welche das Eis an der Talwandung erfährt. Fast gleichzeitig, zum Teil sogar etwas früher, wurde die gleiche Auffassung wieder aufgenommen von Arnold Guyot und J. Trümpler. Durch genaue Messungen stellte zuerst Louis Agassiz und nach ihm J. D. Forbes fest, daß die Gletschermitte rascher fließt als die Randpartien.

Auf Grund seiner eingehenden, durch mehrere Monate hindurch fortgesetzten Beobachtungen am Mer de glace kommt Forbes zu einer Theorie der Gletscherbewegung, die er in den Satz zusammenfaßt:

Ein Gletscher ist eine unvollkommene Flüssigkeit oder ein zähflüssiger Körper, der auf Abhängen von einer gewissen Neigung vermöge des gegenseitigen Druckes seiner Teile hinabgedrängt wird.

Er sucht nun zunächst klar zu machen, daß die Behauptung, der Gletscher sei eine halbflüssige Masse, nicht ungereimt ist, und weist darauf hin, wie feste Körper unter sehr großen Drucken nachgeben; er erläutert, daß eine Eissäule von einigen hundert Meter Höhe ihren eigenen Fuß halbflüssig machen muß, und hebt weiter hervor, welch bedeutender Unterschied zwischen der Geschwindigkeit des bewegten Gletschereises und der bei gleicher Neigung und gleicher Masse millionenmal größeren Geschwindigkeit fließenden Wassers ist. Von den Sätzen über die Bewegung von Flüssigkeiten in Kanälen führt er folgende an:

Darin stimmen alle überein, daß eine Flüssigkeit, wie z. B. Wasser, schwer und nicht sehr zähe, sich auf einer geneigten Fläche oder in einem Kanal mit einer Schnelligkeit bewegt, die mit der Neigung wechselt und sich also von einem Punkte des Kanaldurchschnittes zum nächsten ändert. Der Teil des Stromes, der sich am raschesten bewegt,

ist die Oberfläche und der mittlere Teil der Masse. Die Geschwindigkeit vermindert sich an der Oberfläche gegen die Seiten hin und von der Oberfläche gegen den Boden.

Die Ursache dieser Verminderung schreibt man der Reibung zu, welche die unmittelbar mit Seiten und Boden des Bettes in Berührung kommenden Teile zurückhält, und dann der Adhäsion dieser Teilchen an ihren Nachbarn, d. h. der Zähigkeit, welche dieses Zurückhalten durch gewisse unbekannte Abstufungen der unteren Flüssigkeitsmasse mitteilt.

Es ergibt sich also:

I. Die Mitte und die Oberfläche des Stromes bewegen sich schneller als die Seiten und der Boden, hauptsächlich wenn die gegenseitige Reibung der flüssigen Teile geringer ist als die an den Seiten des Kanals. Ist dies nicht der Fall, ist die Reibung der Masse gegen die stützende Umrahmung geringer als die Reibung, die zwischen den einzelnen Teilchen besteht, so wird die Masse in ihrem Bette gleiten und als fester Körper sich bewegen. Findet eine gewisse Beweglichkeit zwischen den einzelnen Teilchen statt, so wird die Masse, während sie über ihr Bett dahingleitet, zu gleicher Zeit die relative Lage ihrer Teilchen ändern — sie wird sich teils als fester Körper, teils als Flüssigkeit bewegen. Wir können sie eine halbfeste oder halbflüssige Masse nennen.

II. Daraus geht hervor, daß, je größer die Zähigkeit der Flüssigkeit ist, um so geringer die Verzögerung der Seiten und des Bodens gegen die Mitte hin, und die allgemeine Schnelligkeit des Stromes wird mehr durch die Grenze der Beweglichkeit der Teile geregelt.

III. In jedem Falle findet die größte Verschiedenheit der Geschwindigkeiten in der Nähe der Seiten und des Bodens eines solchen Stromes statt, während die höheren Teile sowie die Mitte sich ziemlich gleichförmig miteinander fortbewegen.

IV. Die Differenz der Geschwindigkeiten an der Oberfläche und am Boden hängt von der wirklichen Geschwindigkeit des Stromes ab und nimmt mit derselben zu. Das Verhältnis scheint der Quadratwurzel aus der Geschwindigkeit proportional und von der Tiefe unabhängig zu sein.

V. Die Geschwindigkeit des strömenden Wassers wächst mit dem Gefälle. Ist das Bett sehr geneigt, so fließt der Strom reißend; gelangt derselbe hingegen in eine Bucht, so wird das Wasser gestaut und das Gefälle vermindert.

VI. Verursacht irgend ein Umstand eine Änderung der Zähigkeit oder Konsistenz, so werden sich alle Phänomene im Verhältnis ändern. So ist warmes Wasser weniger zähe als kaltes, und aus einem Gefäß mit enger Öffnung fließt es um so leichter, je wärmer es ist.

Das sind die Sätze, in denen Forbes seine Gletschertheorie formuliert; sie sind in direktem Anschluß an die von Dubuat für das

strömende Wasser angegebenen Sätze aufgestellt, aber Forbes nimmt jeden einzelnen als ganz analog für den Gletscher gültig an; wenn er auch die Geschwindigkeitsabnahme gegen den Boden hin nicht experimentell zu bestimmen vermochte, so besteht für ihn an deren Existenz doch kein Zweifel. Im wesentlichen können die hier mitgeteilten, auf die Verhältnisse des Gletschers übertragenen Sätze auch heute noch aufrecht erhalten werden. Ja es hat allen Anschein, als ob wir auch den Satz VI recht wohl benutzen dürfen, um so außerordentliche Schwankungen in der Geschwindigkeit der Eisströme zu erklären, wie sie gelegentlich des Vernagtfernervorstoßes beobachtet wurden. Die Plastizität, die Zähigkeit, ist dem Eise seit Forbes nicht mehr ernstlich abgesprochen worden; aber für lange Jahre war die Weiterbildung der Gletschertheorie darauf beschränkt, zu erklären, auf welche Weise das Eis diese Eigenschaft erlangt, vermöge deren es all die verschiedenartigen Deformationen durchzumachen vermag, denen es bei der Bewegung im Gletscherbett unterworfen wird.

Tyndalls schöne Versuche, durch die er uns lehrt, unter geeigneten Drucken dem Eise beliebige Formen zu erteilen, Helmholts' Fortsetzung dieser Experimente, J. Thomsons Erklärung der Bewegung durch teilweise Verflüssigung und Regelation, Maxwells schärfere Bestimmung des Begriffes Plastizität, das sind die nächsten Fortschritte, welche zu einer Weiterbildung der Gletschertheorie gemacht wurden. Es sind immer noch die qualitativen Grundlagen, um die es sich handelt, und bei den Erörterungen derselben schwankt die Größe des Massenelementes in dem Haufwerk von Eistrümmern, das der Gletscher darstellt, zwischen der der gewaltigen Blöcke, die durch die Zerklüftung in den Eisbrüchen entstehen, und der von Gletscherkörnern.

In dem Zusatze zu einem Vortrage, den Helmholtz 1865 über „Eis und Gletscher" hielt, sagt er, nachdem er die Anwendbarkeit von James Thomsons Erklärung der Gletscherbewegung bezweifelt hat: „Daß dagegen, namentlich in körnigem Eise, die Bildung von Sprüngen und Verschiebung der Grenzflächen der Sprünge gegeneinander eine Formänderung möglich macht, zeigen die oben beschriebenen Versuche über Pressung, und daß im Gletschereise in solcher Weise Formänderungen vor sich gehen, ergibt sich deutlich aus der gebänderten Struktur, aus der Art der körnigen Aggregation, die beim Abschmelzen zutage kommt, der Art, wie die Schichten ihre Lage bei der Bewegung verändern usw. Ich zweifle deshalb nicht, daß Tyndall den wesentlichen und hauptsächlichen Grund der Bewegung der Gletscher bezeichnet hat, indem er sie auf die Bildung von Sprüngen und Regelation zurückführte." Die Sprünge, von denen hier die Rede ist, sind nicht etwa die großen Spalten, sondern kleine innere Zerreißungen. Diese Erklärung der Gletscherbewegung setzte also eine sehr geringe Nachgiebigkeit des Eises gegen die bei der Bewegung auftretenden Spannungen voraus und es schien, als ob die Theorie der „Viscosität",

welche Forbes aufstellte, durch sie überwunden sei. Späterhin wurde die von Tyndall begründete Ansicht dahin präzisiert, daß die Grenzflächen der Gletscherkörner die Zerreißflächen darstellen und daß die Bewegung des Gletschers nur deshalb möglich sei, weil er aus kleinen Individuen bestehe, die leicht gegenseitig verschiebbar sind.

Man betrachtete sozusagen das Gletscherkorn als das „Molekül" des Gletschers. Aber der Umstand, daß diese „Moleküle" ganz bedeutend an Größe wachsen, während sie vom obersten Firngebiete bis zum Ende des Eisstromes verschoben werden, wies darauf hin, daß neben dem Vorübergleiten eines Kornes an seinen Nachbarn sich noch andere Prozesse in der Gletschermasse abspielen.

Wie sollte bei den Zerreißungen mit nachfolgender Regelation das Gletscherkorn sich vergrößern können, wenn nicht gleichzeitig Drehungen der kleinen Fragmente, die beim Reißen eines Kornes sich bilden, in der Art stattfinden, daß ihre Kristallachsen vollständig parallel zu denen des wachsenden Kornes gerichtet wurden? Wenn solche Drehungen vorkommen, so muß das Kornbruchstück in eine leicht verschiebbare Masse eingebettet sein. Da als solche nur Wasser in Frage kommen kann, so stellte man sich zeitweise den Gletscher vor wie einen mit Wasser vollgesogenen Schwamm, und da über die Temperatur im Innern der Eismasse nur geringe bzw. gar keine sicheren Kenntnisse vorhanden waren, so mußten Temperaturen bis weit unter 0^0 und bedeutende Druckschwankungen herangezogen werden, um begreiflich erscheinen zu lassen, daß das durch die Haarspalten eindringende Schmelzwasser allmählich gefriert, und die bei diesem Festwerden frei werdende Schmelzwärme sollte zur Herstellung des Wärmegleichgewichtes dienen. Die längst verlassene Dilatationstheorie feierte als Kornwachstumstheorie ihre Auferstehung, mußte aber auch das neue, abgeklärte Dasein bald beschließen, nachdem ihr Wiedererwecker Forel selbst sie zu den endgültig Toten befördern half.

E. Hagenbach-Bischoff vertrat 1883 als Erster die Ansicht, das Gletscherkorn wachse auf Kosten seiner Nachbarn infolge langsamer Umlagerung der Moleküle, die an der Korngrenzfläche liegen. 1889 führte er dieser Anschauung weitere Stütze zu und schloß, daß die Zeit allein genüge, um in Eiskristallen, die in gegenseitiger Berührung stehen, allmähliche Umlagerungen zu veranlassen, welche die Zahl der Individuen verringern, dafür aber das Volumen der bleibenden Kristalle vergrößern. R. Emdens Untersuchungen über das Gletscherkorn bestätigen dies und liefern gleichzeitig den Beweis dafür, daß der Druck den Umlagerungsprozeß und damit das Wachsen des Gletscherkornes begünstigt, wie auch Hagenbach schon anführt.

War auf diese Weise auch das Kornwachstum erklärt, so waren doch die Schwierigkeiten, die dem Verstehen der „Plastizität" noch anhafteten, nicht beseitigt, wenn auch durch die technischen Errungenschaften in der Bearbeitung der festesten Körper, der Metalle, gezeigt

wurde, daß dieselben auch bei niedriger Temperatur unter der Wirkung hoher Drucke sich halbflüssig, plastisch, verhalten und damit eine weitgehende Analogie zu dem Verhalten des Eises unter Druck gegeben war. Die Versuche, deren Ergebnisse Mc. Connel und A. Kidd im Jahre 1888 mitteilten, und noch deutlicher diejenigen, über welche Mc. Connel 1891 berichtete, zeigten nun, daß auch der einzelne Eiskristall plastisch ist und unter der Einwirkung deformierender Kräfte bleibende Gestaltsveränderung erfährt. Diese Erkenntnis brachte eine wesentliche Umgestaltung der Anschauungen über die Plastizität des Gletschereises, und Emden gab der neuen Ansicht klaren Ausdruck in dem Satze:

„Da also schon ein einheitlicher Eiskristall sich plastisch verhält, auf Zug aber spröde, so können wir mit Bestimmtheit behaupten, daß ein Gletscher, der nur aus einem einzigen Kristall mit der Temperatur seines Schmelzpunktes bestände, sich ebenso bewegen würde wie der körnige Gletscher."

„Damit ist allerdings noch nicht gesagt", so fährt Emden fort, „daß, wenn wir, um die Gletscherbewegung ohne gegenseitige Kornverschiebungen erklären zu können, diese letzteren nicht dennoch stattfinden und zur Bewegung beitragen. Die Anhänger dieser Ansicht stützen ihre Meinung hauptsächlich darauf, daß ein Block klaren Gletschereises, unter die Presse gebracht, seine Kornstruktur zeigt, indem die Haarspalten zum Vorschein kommen. Aber dieser Versuch beweist für die Frage, um die es sich hier handelt, gar nichts. Denn unter diesem Verhältnisse zeigt der Eisblock seine Kornstruktur nicht infolge des auferlegten Druckes, sondern infolge der Druckänderung. Im Gletscher befindet sich das Eis oft unter weit höheren Drucken, aber nirgends zeigt es seine Struktur, außer wo Wärme auf dasselbe einwirkt. Bewegt sich der Gletscher, so kommt das Eis allerdings an Orte anderen Druckes. Aber der Druck im Gletscher wechselt stetig, und die Bewegung geschieht so langsam, daß die Druckänderungen so äußerst langsam stattfinden, daß schon infolge der Plastizität der Körner das Eis sich dem neuen Zustande anpassen wird, bevor solche Spannungsverhältnisse im Eise eintreten, welche die Haarspalten zum Vorschein bringen."

Die numerische Bestimmung des Koeffizienten der inneren Reibung hat für Körnereis nahezu die gleichen Werte geliefert wie für einheitliche Kristalle. Daraus ist wohl der Schluß berechtigt, daß die Grenzflächen der Körner bei ganz langsamen Deformationen keine Gleitflächen sind. Auch Hagenbach bemerkt: „Die ganz unregelmäßigen, ineinander verwachsenen Gestalten der Gletscherkörner lassen die Annahme einer Verschiebung an den Korngrenzen nicht wohl zu."

Die nächste Frage ist nun die nach dem Ursprunge der Kornplastizität. Ist dieselbe die Folge von inneren Verflüssigungen, die wir nicht kontrollieren können, oder besteht sie darin, daß die deformieren-

den Kräfte die festen Eismoleküle aus dem einen in einen anderen Zusammenhang bringen. Ich möchte mich für die letztere Eventualität entscheiden; denn der Koeffizient der inneren Reibung ist nur wenig verschieden, ob die Temperatur des deformierten Eisstückes die dem Drucke entsprechende Schmelztemperatur oder eine niedrigere ist. Bei den Experimenten Mc. Connels sowohl, als bei meinen eigenen Versuchen gleicher Art, war die Temperatur in vielen Fällen weit unter dem Schmelzpunkte; die angewandten Druckkräfte konnten in keinem Falle zur Erreichung der Schmelztemperatur führen, und doch traten Formänderungen von gleichen Beträgen ein, wie sie nahe dem Schmelzpunkte gemessen wurden. Wollte man also an „innerer Verflüssigung" festhalten, so müßte eine fast „punktförmige" Berührung der einzelnen Kristallelemente angenommen werden; nur dann könnten an den kleinen, vereinzelten Berührungsstellen die Schmelzdrucke erreicht werden, und je tiefer die Temperatur liegt, um so weniger Berührungspunkte müßten vorhanden sein. Da ich dies für völlig ausgeschlossen und gegen alle Erfahrung verstoßend halte, so bleibt nach meiner Ansicht nur die Annahme, daß die Plastizität der Eiskristalle eine „trockene" ist.

Vergleichen wir mit dem Eise die Metalle, die kalt oder doch bei Temperaturen, die weit unter dem Schmelzpunkte liegen, plastische Umformungen erfahren, wie Blei, Zinn, Eisen usw., so werden wir für diese Körper kaum annehmen, daß Zug- oder Druckkräfte, denen sie ihre neue Gestalt verdanken, an einzelnen Stellen im Innern der Masse Schmelztemperatur erzeugen. Allerdings zeigen die metallographischen Untersuchungen, daß in den Metallen sehr häufig die Kristallkörner Formänderungen erfahren, welche denen des ganzen Stückes ähnlich sind, und daß mikroskopische Zerreißungen der Masse eintreten; aber gerade der Umstand, daß auch hier die Kristalle selbst plastisch sind, weist, wie beim Eise, die endgültige Lösung der Frage nach dem Ursprunge der Plastizität in das Gebiet der Molekularphysik. Erst wenn wir über die Wirkung der Molekularkräfte in festen Körpern weit bestimmtere Aufschlüsse haben als bisher, wird auch das Wesen der Plastizität klargelegt sein. Vielleicht führt gerade ein eingehendes Studium der Erscheinungen am Eise auf den rechten Weg.

Die Erklärung, welche wir hier von der Plastizität des Eises gaben, bedarf nicht des Hilfsmittels der Regelation in dem weitgehenden Maße wie die Thomson-Tyndallsche Theorie dieser Erscheinung, welche seit den 60er Jahren des verflossenen Jahrhunderts fast allein herrschte. Die Eigenschaft der Regelation wird deswegen dem Gletschereise doch nicht abgesprochen. Wo es sich um den Schluß der großen Spalten, um die Bildung regenerierter Gletscher, um den Zusammenfluß zweier Gletscher handelt, da wird die Regelation sicher zur Erklärung des festen Zusammenhanges, der zwischen den vorher getrennten Eisstücken besteht, herangezogen werden müssen.

Die Regelationstheorie ist jedoch noch keineswegs aufgegeben und fand neuerdings in E. v. Drygalski einen eifrigen Verteidiger. Er erklärt die Gesamtheit der Bewegungserscheinungen, wie er sie an den grönländischen Gletschern und am Inlandeise beobachtete, durch „partielle innere Verflüssigungen und Wiederverfestigungen". Er nimmt an, daß beständig eine gewisse Wassermenge im Eise verteilt ist, die einerseits die mechanischen Verschiebungen der Eisteile aus einer Stelle hohen Druckes in eine andere geringeren Druckes erleichtert, anderseits das Fortschreiten eines Zustandes erlaubt, indem entlastetes Wasser an der Stelle geringeren Druckes gefriert, dabei Wärme abgibt, die nun wieder Eis dort schmelzt, wo der Druck abermals geringer ist usf. Je größer der Druck ist, unter dem eine Eispartie steht, um so mehr Wasser muß durch innere Verflüssigung entstanden sein, um so größer muß die Beweglichkeit des Eises sein. Demgemäß schreibt v. Drygalski den unteren Schichten des Gletschers die größte gegenseitige Verschiebung zu. Die Oberflächengeschwindigkeit an einem Gletscher von 100 m Dicke ist nicht 100 mal so groß als die Verschiebung zwischen den Grenzflächen der untersten, 1 m dicken Schicht, sondern kleiner, weil wegen des geringeren Druckes die Verschiebung von Schicht zu Schicht mit Annäherung an die Oberfläche abnimmt. Würde man eine vertikale Säule der Eismasse in ihrer Deformation während einer gewissen Zeit verfolgen können, so würde diese am Ende derselben nicht eine schräge, aber geradlinige Form besitzen, wie es der Fall sein müßte, wenn die Verschiebungsgeschwindigkeit von Schicht zu Schicht die gleiche wäre, sondern sie würde eine im Sinne der Bewegungsrichtung ausgebauchte Form annehmen.

Auf Grund der Ausführungen v. Drygalskis gelangt man also zu demselben Ergebnis, wie man es unter Berücksichtigung der Reibung, welche die Gletschermasse an der Wandung ihres Bettes erfährt, ebenfalls erhält. Da v. Drygalski diese Bodenreibung außer acht läßt, so benutzt er die angeführte Darlegung, die er stellenweise in einer Form vorträgt, als wollte er deutlich machen, daß sich das Eis am Grunde tatsächlich rascher bewegt als an der Oberfläche und eine Zunahme der wirklichen Geschwindigkeit mit der Tiefe behaupten. Es scheint mir aber, daß er diese Ansicht in Wirklichkeit nicht hervorrufen wollte, da er ausdrücklich die Oberflächengeschwindigkeit als Summe der einzelnen Differentialverschiebungen der Schichten oder wenigstens eines Teiles dieser Verschiebungen bezeichnet.

Ähnlich, wie v. Drygalski, denkt sich Hans Crammer den Zustand des Gletschers. Er schreibt den Staublagen, die sich im Firn absetzen und zur Erkennung der Schichtung wesentlich beitragen, den Charakter durchlaufender Fugen zwischen den Kristallen benachbarter Schneeschichten zu. Diese Fugen sollen bei der Umwandlung des Schnees in Eis das Wachstum der Kristalle einer Schicht hinüber in

die benachbarte verhindern, sollen die gegenseitige Verzahnung der Kristalle sich berührender Firneisschichten hintanhalten, Ursachen der Erhaltung der Schichtflächen sein. Während im „gesunden" Gletschereise, dessen Temperatur unter 0^0 liegt, die Kornstruktur nicht wahrnehmbar ist, der Bruch unabhängig von Korngrenzen und Schichtung verläuft und muschelig ist, schmilzt das Eis an der Oberfläche, sobald seine Temperatur der Schmelzpunkt ist; der Schmelzprozeß folgt den Korngrenzen ins Innere bis zu einer gewissen Tiefe, unterhalb deren dem freien Auge die Korngrenzen noch unsichtbar bleiben. Der Bruch, der durch einen mäßigen Schlag herbeigeführt wird, ist nicht mehr muschelig wie früher, sondern die Bruchfläche folgt jetzt wenigstens stellenweise den Korngrenzen und besonders den Schichtflächen. Bei der Schmelztemperatur ist demnach der innere Zusammenhang körnigen Eises nach den Korngrenzen und insbesondere nach den Schichtflächen gelockert. Da im Gletscher an allen Stellen Schmelztemperatur herrscht, so ist diese Lockerung des Gefüges überall vorhanden, und wegen des Druckes der überlagernden Eismassen nimmt sie mit der Tiefe zu. Die Masse erlangt dadurch Bewegungsfähigkeit, und die Bewegung findet in der Weise statt, daß Verschiebungen nach den Flächen schwächerer Kohäsion vor sich gehen, und zwar in ganz bevorzugter Weise nach den Schichtflächen, längs deren die größte Lockerung statthat und welche als durchlaufende Flächen der einmal begonnenen Verschiebung kein Hindernis in den Weg stellen.

Diese Deduktion Crammers ist in einem Punkte unhaltbar. Es ist der Zusammenhang der Eismasse längs der Schichtflächen nicht geringer als in der übrigen Masse, wie aus der Bestimmung des Koeffizienten der inneren Reibung für geschichtetes Eis hervorgeht. Wenn auch an einzelnen Stellen im Gletscher sich Verschiebungsflächen ausbilden, längs deren am Gletscherende in den Quermoränen Schutt ausquillt, so ist die Erscheinung derselben doch nicht sehr häufig, und sie fallen auch sehr selten mit den Grenzflächen der Bänder zusammen. Es fehlt der zwingende Grund, die Schichtflächen als solche aufzufassen, an welchen eine sprungweise Änderung der Geschwindigkeit eintritt, die wohl stattfinden müßte, wenn wirklich längs dieser Flächen die Kohäsion der Gletschermasse geringer wäre, als im Innern der einzelnen Schichten.

Bezüglich der Lockerung des Eisgefüges nach den Korngrenzen verhält sich meines Erachtens die Sache folgendermaßen. Daß im Gletscher an allen Stellen Schmelztemperatur herrscht, ist eine Wirkung des Druckes. Die Temperaturmessungen haben ergeben, daß das Thermometer um so mehr unter dem normalen Schmelzpunkt zeigt, je tiefer es in die Eismasse hinabgelassen wird. Die gefundenen Temperaturen entsprechen fast genau denen, welche der Vertikaldruck des überlastenden Eises erzeugt; ja, da die gemessenen Temperaturen alle etwas tiefer liegen als die theoretisch ermittelten, so ist zu vermuten, daß

nicht nur der Vertikaldruck, sondern auch ein Teil des Bewegungsdruckes zur Schmelzpunkterniedrigung des Eises beiträgt. Diese beträgt pro Atmosphäre Druck 0,0074° C; ihr entspricht pro dm^3 Eis eine frei werdende Wärmemenge von 2,17 g-cal., welche hinreicht, um 0,025 g Eis in Wasser zu verwandeln. (Soll ein dm^3 Eis bei unveränderter Grundfläche durch Druck verflüssigt werden, so ist die aufzuwendende Arbeit 0,09 $(p_2 - p_1)$ dm-kg. Soll die Druckdifferenz 1 Atm. $= 103{,}3\ kg/dm^2$ betragen, so ist diese Arbeit $0{,}009 . 103{,}3$ mkg $\sim$ 2,17 g-cal.) Die pro dm^3 Gletschermasse vorhandene Wassermenge würde also, wenn der Vertikaldruck allein in Rechnung gezogen wird, betragen

in	0	m	Tiefe	0	g	bei der	Temperatur	0°
„	11,2	„	„	0,025	„	„ „	„	— 0,0074°
„	22,4	„	„	0,050	„	„ „	„	— 0,0148°
„	112	„	„	0,25	„	„ „	„	— 0,074°
„	224	„	„	0,50	„	„ „	„	— 0,148°
„	448	„	„	1,00	„	„ „	„	— 0,296°

Diese Wassermengen wären mit einer Eismenge, deren Volumen sie im festen Zustand auf 1 dm^3 ergänzt, bei den entsprechenden Schmelztemperaturen im Wärmegleichgewicht. Verminderung der Temperatur bei gleichbleibendem Druck oder Nachlassen des Druckes bei unveränderter Temperatur würde teilweises oder gänzliches Festwerden des Wassers bedingen; Drucksteigerung ohne gleichzeitige Temperaturerniedrigung oder Temperaturerhöhung ohne gleichzeitige Druckminderung würden die Bildung weiterer Schmelzwassermengen verursachen. Dies gilt natürlich nur unter der Voraussetzung, daß äußere Temperaturschwankungen auf den Zustand der Gletschermasse ohne Einwirkung sind (vgl. S. 154).

Setzen wir das Volumen eines Gletscherkornes $= 27\ cm^3$ und seine Gestalt würfelförmig voraus, so wären in einem Eiswürfel von 30 cm Seite, der also aus 1000 solchen Körnern besteht, die Grenzflächen derselben insgesamt 33 dm^2. Auf diese Flächen würde sich die Wassermenge von $27 . 0{,}025 = 0{,}675$ g verteilen. Die Wasserschicht, welche zwei Körner trennt, die unter dem Eisdrucke von 1 Atm. stehen, würde also 0,002 mm, und in 224 m Tiefe, bei 20 Atm. Druck, 0,04 mm dick sein. (Nimmt man die Größe der Gletscherkörner kleiner an, so wird man natürlich eine größere Gesamtoberfläche, also eine geringere Dicke der Wasserschicht erhalten.) Nähmen wir an irgend einer Stelle ein Stück Eis aus der Gletschermasse heraus, so würde dasselbe unter einen geringeren Druck kommen; die in ihm vorhandene Wassermenge würde sofort fest werden, und erst nachdem das Eisstück einige Zeit einer über dem Schmelzpunkte liegenden Lufttemperatur ausgesetzt würde, könnten in der von Crammer geschilderten Weise die Grenzflächen der Körner sichtbar werden, weil das von außen her entstehende, längs dieser Flächen in das Eisstück wandernde Schmelz-

wasser einen anderen Brechungsexponenten besitzt als das umgebende Eis.

Daß man sich die durch den Druck entstehende Schmelzwassermenge ganz auf die Grenzflächen der Gletscherkörner verteilt denken darf, ist dadurch begründet, daß an diesen wegen der wechselnden Richtung der Kristallachsen der schwächste molekulare Zusammenhang der nicht gedrückten Eismasse besteht.

Die Gletscherkörner erscheinen somit im Innern des Gletschers in Wasser eingebettet, und es ist denkbar, daß dieses als Schmiermittel wirkt, die gegenseitige Verschiebung der Körner und damit die Bewegungsfähigkeit der Eismasse begünstigt. Solange die Druckverteilung unverändert bleibt, wird auch das Volumenverhältnis des festen und des flüssigen Bestandteiles dieses Gemisches das gleiche sein. Druckänderungen, wie sie bei der gegenseitigen Verschiebung der Körner auftreten müssen, bedingen auch eine Verminderung bzw. Vermehrung der Wassermenge zu Gunsten oder auf Kosten des Eises.

Größere Wasseransammlungen, die mit dem Außenraum nicht kommunizieren, können im Innern der Eismasse nicht vorhanden sein. Nur bei einer Temperatur, dem Tripelpunkt des Wassers, können Eis, Wasser und Wasserdampf im thermischen Gleichgewichte sein. Diese Temperatur (+ 0,0076° C) existiert aber nirgends innerhalb der Gletschermasse. Es müßte also das eingeschlossene Wasser den Hohlraum im Eis — Wasserstube — vollständig ausfüllen; dann ist kaum erklärlich, wie es in die Eismasse kommen soll; oder es müßte über dem Wasser auch Luft in der Höhle sein — dann muß das Wasser allmählich gefrieren und die Luft wird etwas zusammengedrückt, wenn sie nicht entweichen kann.

Fraglich ist, ob die in dem feinen Haarspaltennetze verteilte Wassermenge der Adhäsion entsprechend ruhig bleibt, oder ob eine beständige langsame Strömung derselben unter dem Einflusse der Schwere stattfindet. Ist die Schwerkraft stärker als die Adhäsion, so wird eine solche Strömung eintreten; das Schmelzwasser gelangt dann allmählich in tiefere Schichten, kommt dabei auch auf tiefere Temperatur und muß zum Teil gefrieren; was an der unteren Grenzfläche des Gletschers austreten kann, wird, weil es unter geringeren Druck bei einer Temperatur unter 0° kommt, auch fest werden, nachdem es bis zu einer geringen Tiefe in das Gestein des Gletscherbettes eingedrungen ist. Gegen das wirkliche Auftreten einer solchen Strömung spricht jedoch der Umstand, daß auch in den tiefen Bohrlöchern, welche Blümcke und ich am Hintereisferner herstellten, selbst während der Tage, in welchen äußerer Verhältnisse wegen die Bohrarbeit ruhen mußte, der Spiegel des Spülwassers in ganz gleicher Höhe blieb, trotzdem die Wasserzufuhr von oben aufhörte. Auch in den Fällen, in welchen zu unserem Leidwesen Spalten angebohrt wurden, blieb der Wasserspiegel, trotz Aufhören des Zuflusses von oben, tagelang in der

gleichen Höhe. In der größten von uns erreichten Tiefe von 153 m hat das Wasser einen Überdruck von etwa 1,4 kg/cm²; da das Bohrloch von unten her nicht gefüllt wurde, so muß zur Einleitung einer Strömung des Wassers im Haarspaltennetze mindestens ein Druck von dieser Größe erforderlich sein. Welche Kräfte denselben hervorzubringen vermöchten, ist nicht einzusehen. Ich glaube daher, daß eine allmähliche Abführung der durch die Druckwirkung im Eise entstehenden Schmelze durch das Haarspaltennetz nicht stattfindet und halte deshalb auch einen Substanzverlust des Gletschers durch „innere Schmelzung" für unmöglich.

Wenn durch besondere Vorgänge der Druck in der Gletschermasse, oder doch in einem großen Teil derselben, etwa der Zunge, gesteigert wird, so muß die im Haarspaltennetz vorhandene Wassermenge vermehrt werden. Es kann dann die Beweglichkeit der einzelnen Körner gegen einander vergrößert, die innere Reibung der Gletschermasse also verkleinert werden. Die Geschwindigkeit des bewegten Eises wächst deshalb nicht proportional dem Drucke, sondern rascher als dieser. Das zeigen sowohl die Versuche über die Ausflußgeschwindigkeit des Eises aus Röhren als auch die beim Vorstoße des Vernagtferners beobachteten außerordentlich großen Geschwindigkeitszunahmen.

Die gleiche Erscheinung wäre übrigens zu erwarten, wenn das Haarspaltennetz im Innern des Gletschers ganz geschlossen, also wasserfrei wäre; denn die Verschiebbarkeit der Eismoleküle im einzelnen Kristall wächst ebenfalls mit dem Druck, wenn dieser hinreichend groß ist. Vgl. S. 17.

Stetigkeit der Bewegung. Soweit ich das bisherige Beobachtungsmaterial kenne, ist nirgends eine sprungweise Änderung der Geschwindigkeit des Eises von einem Punkte zu einem benachbarten wahrgenommen worden. In räumlicher Hinsicht kann also die Bewegung des Gletschers als eine stetige bezeichnet werden, besonders wenn die Resultate derselben, die sich für einen längeren Zeitraum ergeben, der Beurteilung zugrunde gelegt werden. Wenn aber Beobachtungen in kurzen Intervallen mit hinreichender Genauigkeit ausgeführt werden, so ist es möglich, daß die Geschwindigkeit eines und desselben Punktes der Gletscheroberfläche bald größer, bald kleiner als der Mittelwert für die ganze Messungsdauer gefunden wird. Die Neubildung bzw. die Schließung von Spalten müssen notwendig Entfernung ursprünglich benachbarter Punkte der Eismasse bzw. Annäherung ursprünglich getrennter Punkte derselben verursachen; deshalb kann eine in einem Spaltensystem liegende Bewegungsmarke ganz unregelmäßige Verschiebungen erfahren. Aber bei mehreren solcher Marken brauchen die Unregelmäßigkeiten zur selben Zeit durchaus nicht im nämlichen Sinne aufzutreten. Es erscheint also möglich, daß in kleineren Zeiträumen an einer Stelle des Gletschers die Geschwindigkeit abnimmt und gleichzeitig an einer anderen wächst, so daß die Bewegung an der

Oberfläche den Eindruck hervorruft, als ob das Eis mit unregelmäßigen Rucken vorwärts treibt. Da auch an der Sohle des Gletschers Spalten vorkommen, so können diese Unstetigkeiten vielleicht viel tiefer in die Eismasse eingreifen, als die Oberflächenspalten reichen. In längeren Zeiträumen, etwa einem Jahr, gleichen sich jedoch die Unregelmäßigkeiten, wenn solche überhaupt in größerem Maße vorkommen, wieder aus, wie aus den Messungen an den Steinreihen verschiedener Gletscher genügend sicher bekannt ist.

Fassen wir die Tatsachen, deren wir zur Erklärung der Gletscherbewegung bedürfen, zusammen, so gewinnen wir folgende Sätze:

I. Ein Gletscher ist eine aus festen atmosphärischen Niederschlägen entstehende, auf geneigtem Boden wie eine sehr zähe Flüssigkeit abwärts strömende Eismasse, deren Bewegung durch den gegenseitigen Druck ihrer Teile unterhalten, durch die Reibungswiderstände in ihrem Bette gehemmt und durch die Gesetze der inneren Reibung geregelt wird, und welche im Laufe ihrer Bewegung entweder durch Schmelzung oder durch Abbruch beständigen Substanzverlust erfährt.

II. Die Umfangsgeschwindigkeit des strömenden Eises ist von Null verschieden; sie ändert sich von Querschnitt zu Querschnitt, ist also nicht einem reinen Gleiten auf der Unterlage zuzuschreiben.

III. Die Plastizität, welche das Eis zum Fließen befähigt, ist eine auf der Wirkung der Molekularkräfte beruhende Eigenschaft, und obwohl durch beide Umstände begünstigt, weder durch die Kornstruktur, noch durch die Temperaturverhältnisse des Gletschers bedingt.

Mathematische Theorie der Gletscherbewegung.

Soweit wäre die physikalische Theorie der Gletscher in qualitativer Hinsicht nach dem heutigen Stande unseres Wissens geklärt. Um dieselbe quantitativ auszugestalten und so zu formen, daß eine Reihe von Tatsachen von einheitlichem Gesichtspunkte aus betrachtet und auf Grund einzelner durch Messung bestimmter Größen auf rechnerischem Wege verfolgt werden können, ist außer der Kenntnis der in Maß und Zahl angebbaren Eigenschaften des Eises auch noch nötig, daß man den Zusammenhang ermittelt, welcher für derartige, in geometrisch undefinierbar geformten Kanälen bewegten Massen zwischen den bewegenden Kräften und ihren Äußerungen besteht. Ein sehr interessanter Versuch, die allgemeinen Bewegungsgleichungen auf den Fall eines auf schiefer Unterlage mit äußerer und innerer Reibung herabgleitenden Eisstückes anzuwenden, rührt von A. A. Odin her. Damit überhaupt in die mathematische Behandlung der Gleichungen eingetreten werden konnte, mußten eine Reihe von vereinfachenden Annahmen gemacht werden, welche für die Gesamterscheinung der Gletscherbewegung nicht zulässig sind. Deshalb ist auch Odins Ergebnis, so elegant die

rechnerische Durchführung der Aufgabe auch gelang, nicht derart, daß es dem Bedürfnisse einigermaßen gerecht wird.

Ein weiterer Versuch, eine mathematische Behandlung des Gletscherproblems durchzuführen, wurde von L. de Marchi (1897) unternommen. Er benutzt, wie Odin, die von Stokes aufgestellten Bewegungsgleichungen für zähe Flüssigkeiten, betrachtet eine im Innern der Eismasse, wo keine Ablation stattfindet, durch parallele, rechteckige Wände begrenzte Partie des Stromes, setzt die Neigung sehr gering voraus, macht sonst eine Reihe von vereinfachenden, mit der Wirklichkeit nicht völlig übereinstimmenden Annahmen und kommt zu dem Ergebnis, daß der von Mc. Connel und Kidd ermittelte Wert des Koeffizienten der inneren Reibung mit dem übereinstimmt, was man für den gleichen Koeffizienten erhält, wenn man die Ergebnisse der Geschwindigkeitsmessungen für verschiedene Gletscher in die aufgestellten Gleichungen einsetzt. Als ein weiteres Resultat verzeichnet de Marchi die „mechanische Möglichkeit", daß sehr bedeutende Kräfte am Grunde des Gletschers auftreten können, denen die erodierende Tätigkeit des Eisstromes zugeschrieben werden kann. Beide „Ergebnisse" der Theorie liefern nichts neues und erklären nichts, was nicht auch ohne die mathematische Behandlung einzusehen wäre; die mathematische Rechtfertigung der Erosionsfähigkeit ist allerdings als ein Fortschritt zu betrachten.

Aber auch abgesehen davon, daß wir nicht auf neue Tatsachen hingewiesen werden oder für bekannte Erscheinungen eine klare, bündige Zusammenfassung erhalten, ist es nur ein sehr beschränkter Teil des ganzen Komplexes von Einzelheiten, die die Gletscherbewegung bietet, der hier im Gewande mathematischer Formeln fixiert erscheint. Selbst wenn uns die ökonomischen Bedingungen, unter denen ein Gletscher besteht, und die Gesetze über die Verteilung der Kräfte innerhalb desselben noch weit genauer bekannt sind als heute, werden die gewaltigen Hilfsmittel, über welche die theoretische Mechanik verfügt, nicht ausreichen, um auf der Grundlage der Stokesschen Differentialgleichungen eine Theorie aufzubauen, welche uns bis zu den alltäglichen Tatsachen der Gletscherbewegung führt. Wenn auch im Eise die Bewegungsverhältnisse einfachere sind als im Wasser, weil Wirbelbewegungen keine weiteren Komplikationen bringen, so begegnet doch die rein mathematische analytische Behandlung der Gleichungen zu bedeutenden Hindernissen.

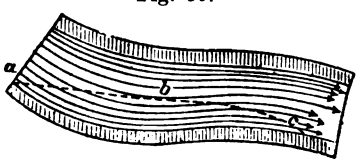
Die Schwierigkeiten, welche die Anwendung der Prinzipien der rationellen Mechanik auf die Gletscherbewegung findet, umging S. Finsterwalder, indem er die Gesetze der stationären Strömung, wie sie vielfach in der Physik benutzt werden, auf die Verhältnisse des strömenden Eises übertrug und damit auf geometrischer Grundlage eine Theorie der Gletscherbewegung schuf, welche den Gletscher als Ganzes umfaßt und von besonderen Voraussetzungen über die physika-

lischen Eigenschaften des Eises frei ist. Finsterwalders Theorie hat neben diesen Vorzügen den, daß sie uns verschiedene Tatsachen der Gletscherbewegung völlig einwandsfrei erklärt, welche bis dahin schwer verständlich erschienen. So gibt sie neben einem klaren Bilde der Eisbewegung genügenden Aufschluß, warum dieselbe gegen das Gletscherende abnimmt und bringt in die Lehre von der Bildung der Moränen neues Licht, das eine wesentliche Vertiefung im Verständnis dieses Gegenstandes ermöglicht.

Diese Theorie ist die mathematisch folgerichtige Durchführung der Gedanken, welche Agassiz in einigen Skizzen, die Querschnitte zusammengesetzter Gletscher darstellen (vgl. Fig. 43, S. 197), zum Ausdruck bringt; ihre Grundlagen wurden in ähnlicher Weise, wie von Finsterwalder, fast gleichzeitig von H. F. Reid in dessen Arbeit „Mechanics of glaciers" gegeben; sie ist inzwischen allerseits anerkannt worden und da sie für lange Zeit die Basis bilden wird, auf welcher das Gebäude glazialer Forschungsergebnisse immer stolzer sich entwickelt, so soll sie hier, in engem Anschluß an ihres Urhebers Darstellung, auseinandergesetzt werden.

Der stationäre Gletscher. Denken wir uns strömende Masse in einem Gefäße mit festen Wänden; ist an jeder Stelle im Innern der Masse und an der Wand die Geschwindigkeit unabhängig von der Zeit, also stets dieselbe, so nennen wir die Bewegung eine stationäre Strömung. Ist in räumlich benachbarten Punkten auch die Geschwindigkeit nach Größe und Richtung benachbart, ändert sie sich also nicht sprunghaft, sondern allmählich von Punkt zu Punkt, so nennen wir die Strömung stetig. Eine solche stetige, stationäre Strömung soll die Grundlage für die folgenden Betrachtungen bilden, für welche wir noch voraussetzen, daß Massenteilchen, welche einmal benachbart sind, im Verlaufe der Bewegung auch stets nebeneinander, und daß Teilchen, die einmal der Wand benachbart sind, dieser auch stets benachbart bleiben. Die Bahn, welche ein Teilchen während der Bewegung beschreibt, heißt eine Stromlinie. Nachbarteilchen beschreiben also benachbarte Stromlinien. Form und Lage der einzelnen Stromlinien sind von der Zeit nicht abhängig. Eine Stromlinie kann von der Wand nicht ins Innere treten und umgekehrt. In einer von lauter Stromlinien gebildeten Röhre muß durch jeden Querschnitt in der nämlichen Zeit dieselbe Menge Materie befördert werden.

Fig. 59.



In Fig. 59 stelle abc einen durch eine ideale Fläche und die Röhrenwandung abgegrenzten Teil einer solchen stetig strömenden Masse vor. Solange auf der einen Seite ab Materie gleichmäßig zugeführt wird, kann dieselbe Menge auf der anderen Seite bc austreten

und die Bewegung in dem ganzen abgegrenzten Teile unverändert bleiben. An den Stellen ab treten die Stromlinien in das Innere des betrachteten Raumes ein, an den anderen Stellen bc verlassen sie denselben. Eine Kurve, längs welcher die Stromlinien die Trennungsfläche abc berühren, scheidet das Gebiet der eintretenden Stromlinien von dem der austretenden.

Als ein derartig abgegrenzter Teil stationär und stetig bewegter Masse soll nun der Gletscher schematisiert werden. Die Rolle der Wand spielt der Grund des Gletschers; die Trennungsfläche ist die Oberfläche des Gletschers, in welche als Schnee die Materie im Firngebiete eintritt, aus welcher in Form von Wasser im Abschmelzgebiete die Materie austritt; die Grenze beider Gebiete ist die Firnlinie. Die in Wirklichkeit vorhandene Schwankung der Materialzufuhr im Firngebiete und der Abschmelzung auf der Gletscherzunge ist dabei als nicht bestehend angenommen; Zufuhr und Abfuhr sind als gleichförmig über das Jahr verteilt gedacht. Eine Vernichtung oder Neubildung der bewegten Eismasse am Grunde oder im Innern des Gletschers ist ausgeschlossen; demnach ist die Abschmelzung durch die Erdwärme vernachlässigt. Da die Dichte des Eises schon in geringer Tiefe unter der Firnoberfläche nur wenig verschieden ist von der am Gletscherende, so kann die Strömung des Eises als die einer nicht zusammendrückbaren Masse angesehen werden und da wegen der großen inneren Reibung Wirbelbewegungen, wie sie im strömenden Wasser auftreten, in der Eisströmung als ausgeschlossen gelten können, so ist die Annahme einer stetigen Verteilung der Geschwindigkeit in hohem Maße zutreffend.

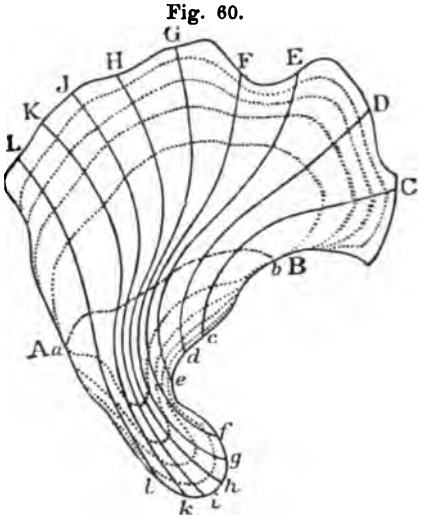
Mit diesen Annahmen ist bereits eine eindeutige, von der Zeit unabhängige Beziehung zwischen den Punkten der Firnfläche eines Gletschers und denen seines Abschmelzgebietes festgelegt. Jedem Punkt des Firnfeldes, auf den ein bestimmtes Teilchen Schnee fällt, entspricht ein bestimmter Punkt des Schmelzgebietes, wo jenes zu Wasser wird und beide Punkte sind durch eine im Innern des Gletschers verlaufende Stromlinie verbunden. Die eindeutige Abbildung des Firnfeldes auf das Abschmelzgebiet wird durch die Stromlinien vermittelt. Die Umrandung des Firnfeldes bildet sich dabei auf die Umrandung der Gletscherzunge ab, da ja die Stromlinien eines Randpunktes immer auf dem Grunde laufen und daher auch am Rande wieder austreten müssen. An allen Teilen des Zungenrandes, nicht nur an der Gletscherstirn, treten Stromlinien aus, ebenso wie an allen Punkten der Firnumrandung Stromlinien eintreten. Die Firnlinie wird in sich selbst abgebildet. In Fig. 60 sind entsprechende Randpunkte des Firnfeldes und des Abschmelzgebietes mit gleichlautenden großen und kleinen Buchstaben bezeichnet.

Ebenso wie man das Firnfeld auf die Zunge durch Stromlinien abbildet, kann man auch irgend einen Querschnitt des Gletschers — sei

es auf einen abwärts gelegenen Teil des Abschmelzgebietes, sei es auf einen aufwärts gelegenen Teil des Firngebietes — abbilden. Der Grund des Querschnittes entspricht dann immer Randpunkten der abgebildeten Firn- oder Abschmelzfläche.

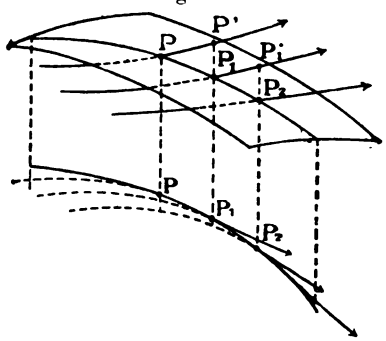
Um die Abbildung übersichtlicher zu gestalten, kann man die aufeinander bezogenen Flächen mit Netzen so überdecken, daß die Maschen sich entsprechen. Wir gehen dabei am besten von der Abschmelzfläche aus. Legen wir an der Firnlinie einen Stein auf die Gletscheroberfläche, so wird derselbe nach abwärts wandern; den von ihm beschriebenen Weg nennen wir eine Bewegungslinie. Sie ist mit keiner Stromlinie identisch, denn eine solche kann nicht in ihrer ganzen Ausdehnung auf der Oberfläche liegen. Geometrisch können wir die Bewegungslinie nur definieren, wenn wir eine Annahme darüber machen, wie sich der Stein auf einer abschmelzenden, aber ruhenden Eismasse verhalten würde.

Fig. 60.



Gesetzt den Fall, derselbe würde dabei einfach senkrecht nach abwärts gehen, dann wäre eine Bewegungslinie in folgender Weise durch unendlich kleine Schritte zu definieren (Fig. 61): Von einem Punkte P der Abschmelzungsfläche gehen wir in Richtung der dort austretenden Stromlinie um ein kleines Stück weiter bis P'; dort fällen wir ein Lot auf die Gletscheroberfläche, dessen Fußpunkt P_1 dann der zu P benachbarte Punkt auf der Bewegungslinie ist, von dem aus wir in ähnlicher Weise zu weiteren Punkten P_2, P_3 einer solchen Linie übergehen. Projizieren wir die Bewegungslinie mit allen in ihr ausmündenden Stromlinien auf eine horizontale Ebene, so müssen die Risse aller Stromlinien den Riß der Bewegungslinie berühren.

Fig. 61.



Längs- und Querteilung des Gletschers. Von allen Punkten der Firnlinie aus können wir uns die Bewegungslinien gezogen denken. Sie zerlegen das Abschmelzgebiet in beliebig viele Längs-

streifen. Wir wollen die Zerlegung so vornehmen, daß auf jedem Längsstreifen in gleicher Zeit dieselbe Eismenge schmilzt. Ziehen wir in den Punkten der diese Streifen begrenzenden Bewegungslinien die Stromlinien und verlängern wir sie rückwärts bis zum Schnitt mit der Firnoberfläche, so wird die Einteilung des Abschmelzgebietes auf das Firnfeld übertragen und der ganze Gletscher wird durch Flächen, die durch eine Bewegungslinie und ihr Bild hindurchgehen und von Stromlinien gebildet werden, so in Teilgletscher zerlegt, daß keinerlei Masse aus einem Teile in den Nachbarteil gelangt. Bei dieser Einteilung muß daher auch das Firngebiet in Streifen zerlegt werden, auf welche gleichviel Schnee fällt. Mit dieser Längsteilung des Gletschers kann man noch in folgender Weise eine Querteilung verbinden. Das Abschmelzgebiet eines Längsstreifens teilen wir von der Firnlinie ausgehend so in Bezirke, daß in jedem gleichviel zur Abschmelzung kommt. In dem Maße, wie nach unten die Ablation zunimmt, werden diese Bezirke immer kleiner. Verbinden wir in den aufeinanderfolgenden Längsstreifen die gleichen Teilpunkte, so erhalten wir die gesuchte Querteilung, welche sich durch die Stromlinien wieder auf das Firnfeld übertragen läßt (Fig. 60).

Kontinuitätsgleichung auf der Gletscheroberfläche. Betrachten wir jetzt zwei entsprechende, beliebig kleine Netzmaschen des Firnfeldes und des Abschmelzgebietes.

Die Fläche der ersteren sei dF, die der letzteren df. Die Akkumulation pro Zeiteinheit auf ersterer betrage — senkrecht zur Gletscherfläche gemessen — A, die ebenso gemessene Ablation auf letzterer a. In der Masche des Firnfeldes mögen die Stromlinien unter dem Winkel Φ mit der Geschwindigkeit V gegen die Gletscheroberfläche einfallen, in der entsprechenden Masche des Abschmelzgebietes dagegen unter dem Winkel φ mit der Geschwindigkeit v austreten. Dann besteht die Beziehung:

$$dF.A = dF.V.\sin\Phi = df.a = df.v.\sin\varphi.$$

Jede der Seiten dieser Gleichung stellt nämlich die durch eine der Maschen bewegte Masse pro Zeiteinheit dar: die erste als Auftrag in Form von Schnee, die zweite als die Menge, welche die Bewegung ins Innere des Gletschers befördert, die dritte als Abtrag im Schmelzgebiet, die vierte als Menge, welche die Bewegung aus dem Innern des Gletschers herausfördert. Man kann die Beziehung in nachstehende, einfachere zerlegen:

$$A:a = df:dF; \quad \sin\Phi = \frac{A}{V}; \quad \sin\varphi = \frac{a}{v}.$$

Man kann daraus allgemein schließen: Wo die Geschwindigkeit abnimmt und die Ablation wächst, muß beim stationären Gletscher auch die Böschung wachsen; überschreitet die Ablation (oder Akku-

mulation) den Betrag der Geschwindigkeit, so kann die Gletscheroberfläche nicht mehr stationär sein.

Diese allgemeine Schlußfolgerung Finsterwalders findet ihre Bestätigung in der bekannten Erscheinung der steilen Böschung, welche die Gletscher an ihrem Ende, wo die Geschwindigkeit mehr und mehr abnimmt, während die Abschmelzung immer größere Beträge erreicht, besitzen. Sie zeigt sich auch bestätigt durch die Abnahme der Ablation vom Rande gegen die Achse des Gletschers; da die Randgeschwindigkeit kleiner als die Mittelgeschwindigkeit ist, so muß am Rande eine stärkere Wölbung auftreten. Eine direkte Bestimmung des Winkels, unter welchem die Stromlinien gegen die Gletscheroberfläche austreten, erlauben die Ablationsmessungen vom Hintereisferner.

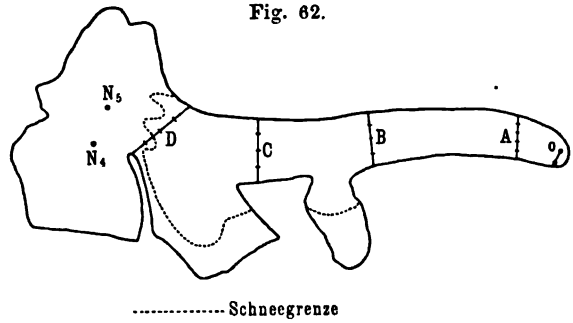
Man ersieht aus der folgenden Zusammenstellung, wie der Winkel zwischen den Strömungslinien und der Gletscheroberfläche immer kleiner wird, je weiter vom Ende und je weiter vom Rande das Bohrloch entfernt liegt. Nahe am Gletscherende steigen die Stromlinien sogar aufwärts, während sie in den höher gelegenen Teilen der Gletscherzunge abwärts gerichtet sind.

Lage des Bohrloches	Seehöhe m	Ablation vertikal cm	Ablation senkrechter Oberfläche cm	Geschwindigkeit m	$\sin\varphi = \frac{a}{v}$	Winkel zwischen Oberfläche und Stromlinie	Böschung
Am Gletscherende . . .	2325	762	720	7,5	0,960	73°50′	19°0′
Profil I . . . r. Rand	2466	641	635	22,8	0,279	16°10′	8°10′
Profil I . . . Mitte	2467	490	485	27,5	0,177	10°10′	7°20′
Profil III . . . r. Rand	2575	400	393	35,8	0,110	6°20′	9°40′
Profil III . . . Mitte	2589	373	370	37,2	0,099	5°40′	6°20′
	2583	392	388	39,8	0,0975	5°35′	6°40′
Profil V . . . r. Rand	2631	406	400	41,6	0,096	5°30′	10°0′
Profil V . . . Mitte	2647	208	207	46,5	0,045	2°35′	5°40′
	2639	270	269	46,7	0,058	3°20′	6°10′
Profil VIII . . r. Rand	2716	306	303	39,3	0,077	4°25′	7°40′
Profil VIII . . Mitte	2732	195	195	49,6	0,039	2°15′	4°20′
	2726	222	221	48,3	0,046	2°40′	4°50′
Kesselwandferner Mitte	2503	592	540	36,6	0,144	8°20′	24°0′
Kesselwandferner l. Rand	2505	520	475	27,6	0,172	9°55′	24°0′

Sehr deutlich kommt die Veränderung des Winkels zwischen Stromlinien und Gletscheroberfläche in einer Tabelle zum Ausdruck, welche H. F. Reid als das Ergebnis seiner diesbezüglichen Untersuchungen am Fornogletscher (Schweiz), die in den Sommern 1896

und 1897 vorgenommen wurden, mitteilt. Die Zahlen der Tabelle sind Mittelwerte für ganze Reihen von Ablationsregeln, welche je in einem

Fig. 62.



Profile des Gletschers angeordnet waren. Die Anordnung der Meßprofile zeigt Fig. 62.

Lage der Linie	Horizontale Verschiebung pro Jahr m	Verschiebung normal zur Oberfläche m	Winkel zwischen Stromlinie und Oberfläche	Normal zur Oberfläche gemessener Betrag der Akkumulation (+) und Ablation (—) m
Firnfeld	27	— 1,9	— 4°30′	+ 3,6
Firnfeld	28	— 1,5	— 3°45′	+ 3,0
Nahe der Firnlinie .	30,6	0,0	0°0′	+ 1,2
Gletscherzunge . . .	32	+ 1,2	+ 2°	— 0,1
„ . . .	33,4	+ 2,3	+ 4°	— 1,4
„ . . .	22,9	+ 3,0	+ 7°30′	— 4,1
Gletscherende	10,7	+ 2,5	+ 13°30′	— 5,5

Bewegung des Eises in der Gletscherzunge. Den Begriff des „stationären Gletschers“ kann man noch weiter schematisieren, als es bereits dargelegt wurde, ohne seine Anwendungsfähigkeit wesentlich einzuschränken. Die Dicke ist bei den größeren Gletschern, namentlich im Firnfelde, sehr klein gegenüber der Länge und Breite. Selten beträgt sie ein Zehntel des letzteren. Dies führt zu der Annahme: daß die Stromlinien von Teilchen, die in einem Momente senkrecht untereinander liegen, in ihrer ganzen Ausdehnung senkrecht untereinander bleiben, also auf Vertikalzylindern liegen und sich zusammen mit den zugehörigen Bewegungslinien durch eine und dieselbe Kurve in einer Horizontalprojektion darstellen lassen. Die Übersichtlichkeit des Bildes gewinnt dadurch wesentlich.

Nehmen wir nun noch einige Hypothesen hinzu, so sind wir in der Lage, auf Grund der Betrachtungen über den stationären Zustand eine sehr ins Einzelne gehende Beschreibung der Gletscherzunge zu gewinnen. Es sei vorausgesetzt, daß die Zunge eine starke Längsentwickelung zeige, Breite und Dicke im Verhältnis zur Länge klein seien, daß die Längsachse nur schwach gekrümmt sei und keine unvermittelten Gefälls- und Querschnittsänderungen besitze. Dann sind die Stromlinien unter sich, zur Gletscherachse, zum Grunde und zur Oberfläche annähernd parallel (die Randgebiete ausgenommen). Diesem Umstande tragen wir dadurch Rechnung, daß wir die kleinen Neigungswinkel, welche die Stromlinien mit den benachbarten Stellen der Gletscherachse einschließen, mit ihren Sinus und Tangenten vertauschen und deren Kosinus gleich Eins setzen. Unter dieser Annahme können wir von ebenen, zur Gletscherachse senkrechten Querschnitten sprechen. Ist die Neigung des Gletschers gering, so lassen sich die Querschnitte vertikal nehmen, was der Einfachheit halber im folgenden vorausgesetzt sei.

Die aufeinander folgenden Querschnitte sind Punkt für Punkt durch die Stromlinien aufeinander abgebildet. Es sei nun dF_1 ein kleines Stück des ersten Querschnittes mit der Geschwindigkeit v_1, dF_2 das bei der Abbildung entsprechende Stück des zweiten Querschnittes mit der Geschwindigkeit v_2. Bei stationärer Strömung ist dann notwendig $dF_1 . v_1 = dF_2 . v_2$. Die beiden Seiten der Gleichung stellen nämlich unter den früher gemachten Voraussetzungen die durch die Querschnitte in der Zeiteinheit gehenden Eismengen dar. Die Gleichung läßt sich auch so schreiben: $dF_1 : dF_2 = v_2 : v_1$ und ist die Kontinuitätsbedingung für das Innere des Gletschers.

Da bei unserer Abbildung den mittleren Teilen des einen Querschnittes auch mittlere Teile des anderen, Randteilen des einen auch Randteile des anderen entsprechen, da nach der Erfahrung und nach allgemein mechanischen Lehrsätzen die Geschwindigkeiten in jedem Querschnitte so verteilt sind, daß sie von der Mitte und dem oberen Rande gegen die Seiten und den Grund hin abnehmen, so müssen auch stark bewegten Teilen des einen Querschnittes stark bewegte des anderen, und solchen mit geringen Geschwindigkeiten im einen auch Teile mit kleinen Geschwindigkeiten im anderen Querschnitte zugeordnet sein. Dies rechtfertigt bis zu einem gewissen Grade die Annahme, daß das Verhältnis $v_2 : v_1$ nur innerhalb geringer Grenzen variiert; wir setzen es als konstant und gleich dem Verhältnis $V_2 : V_1$ der mittleren Geschwindigkeiten für beide Querschnitte voraus. Das ist die Bedingung der Äquivalenz der Abbildung der Querschnitte ineinander, welche übrigens auch für die Abbildung der Oberfläche des Firnfeldes auf die Oberfläche des Abschmelzgebietes annähernd gilt, denn dort entsprechen unter sich gleich großen Flächen des einen Gebietes auch unter sich gleich große Flächen des anderen, weil den stark er-

nährten, hoch gelegenen und randlichen Teilen des Firnfeldes auch stark abschmelzende, tief gelegene und randliche Teile der Gletscherzunge zugeordnet sind, während den wenig ernährten Partien nahe an der Firnlinie auch wenig abschmelzende unterhalb derselben gegenüberstehen.

Durch die Bedingung der äquivalenten Abbildung wird das System der Stromlinien ganz unabhängig von der Verteilung der Geschwindigkeiten in einem Querschnitte; doch ist damit die Abbildung selbst noch nicht bestimmt. Es ist notwendig, daß man zwei einander zugeordnete Linienscharen kennt. Diese ergeben sich aus der früheren Festsetzung, daß die Stromlinien senkrecht untereinander befindlicher Teilchen auf einem Vertikalzylinder liegen; dann gehen vertikale Linien des einen Querschnittes bei der Abbildung in vertikale Linien des anderen über. Für einen nicht abschmelzenden Gletscher wird bei dieser Annahme die Form der Stromlinien nicht nur unabhängig von der Verteilung der Geschwindigkeit im Querschnitte, sondern sie bestimmt sich ausschließlich durch die Gestalt des Bettes. Ist die Geschwindigkeitsverteilung in einem Querschnitte bekannt, so ist sie nach den getroffenen Annahmen in allen übrigen durch die Querschnittsform bedingt. Wenn wir die Querschnitte als Rechtecke mit vertikalen Wänden voraussetzen und von der Ablation absehen, so erscheint die Bewegung, welche die Eismasse erfährt, als homogene Deformation, d. h. eine Art Auswalzung bzw. Zusammenpressung in vertikaler und horizontaler Richtung, deren Wirkung sich über die Dicke und Breite des Querschnittes gleichmäßig verteilt. Bei unregelmäßig gestalteten Querschnitten hat man sich beide Querschnitte in gleich viele, unter sich gleich große vertikale Streifen zerlegt zu denken. Dann findet die Auswalzung der den einen Streifen passierenden Eismasse in die Form des anderen entsprechenden Streifens im zweiten Querschnitte statt.

Einfluß der Abschmelzung auf die Bewegung. Es ist ein wesentlicher Vorzug der Finsterwalderschen Theorie, daß sie erlaubt, den Einfluß der Ablation bei einer bewegten Eismasse zu berücksichtigen. Bewegung und Abschmelzung zusammen bedingen ja erst die Form der Gletscherzunge und es wäre zwecklos, eins von beiden Momenten ohne Rücksicht auf das andere näher zu untersuchen.

Kennt man bei zwei benachbarten Querschnitten die Verteilung der Geschwindigkeit an der Oberfläche, dann ist auch die Zeit bekannt, welche eine Eispartie braucht, um den Weg zum unterhalb liegenden Querschnitte zurückzulegen. Diese Zeit ist für die Gletschermitte kleiner als für den Rand. Man kann nun, falls man die Beträge der Ablation pro Zeiteinheit kennt, die Eisdicken berechnen, die an den verschiedenen Stellen des oberen Randes vom ersten Querschnitte verloren gehen, bis das Eis den unteren Querschnitt erreicht. Diese Eisdicken zieht man vom oberen Rande des ersten Profils ab, der Rest

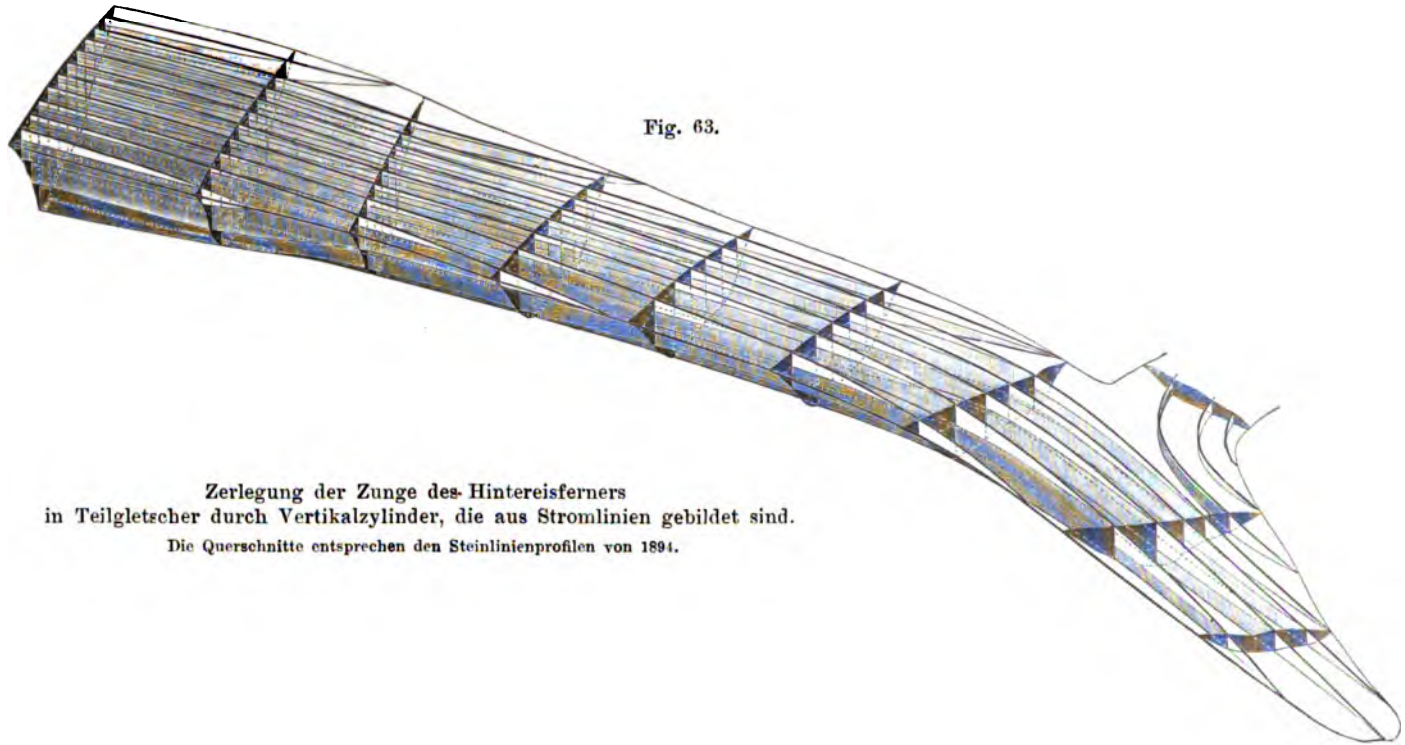
geht in den zweiten Querschnitt über, genau wie bei einem nicht abschmelzenden Gletscher. Die äquivalente Abbildung gibt die Geschwindigkeitsverteilung im zweiten Querschnitte. Die Linien gleicher Geschwindigkeit des ersten Querschnittes gehen in die Linien gleicher Geschwindigkeit des zweiten über, die Geschwindigkeiten selbst verändern sich umgekehrt, wie die abgebildeten Querschnitte.

Auf solche Weise ist man imstande, nach Zerlegung des Gletschers durch eine größere Zahl von Querschnitten schrittweise die Bewegung von einem Querschnitte zum anderen zu verfolgen. Man braucht dazu außer den Ablationszahlen vor allem die Form der Querschnitte, deren Ausmessung an bestehenden Gletschern große Schwierigkeiten im Wege stehen, ferner die Geschwindigkeitsverteilung in einem Querschnitte, die der direkten Ermittelung noch weniger zugänglich ist als die Profilform. Aber an Stelle der Verteilung der Geschwindigkeit in einem Querschnitte kann ebensogut die an der Oberfläche treten, denn diese ist, wenn auch kein senkrechter, so doch auch ein die Stromlinien durchsetzender Querschnitt, und solange die Ablation nicht sehr geringe Beträge ausmacht, ist der Schluß von der Oberflächengeschwindigkeit auf die Innengeschwindigkeit des Gletschers ziemlich sicher zu ziehen. Zum Übergange von einem Querschnitt in den anderen ist die Kenntnis der Oberflächengeschwindigkeit notwendig, damit der Ablationsverlust berechnet werden kann; kennt man diesen, so lassen sich die durch die Ablation verminderten Querschnitte finden und nach unten in die benachbarten unverminderten abbilden. Diese aufeinander folgenden Abbildungen ergeben das System der Stromlinien und dieses bezieht die Oberfläche der Gletscherzunge auf den obersten Querschnitt, in welchem es die Verteilung der Geschwindigkeiten bestimmt.

Der Zusammenhang zwischen Bewegungs- und Stromlinien, die beim Übergange von einem zum folgenden Querschnitte durch Ablation verloren gehenden Eismengen und die Tiefe des Gletschers in den verschiedenen Querschnitten können aus Fig. 63 (a. f. S.) ersehen werden. Dieselbe ist eine axonometrische Darstellung desjenigen Teiles der Hintereisfernerzunge, für welchen aus den Ablations- und Geschwindigkeitsmessungen von Blümcke und mir die Querschnitte unter Anwendung der Finsterwalderschen Theorie rekonstruiert wurden. Die Querschnittsebenen, sowie die zu den Bewegungslinien der Oberfläche gehörigen Vertikalzylinder sind in der Figur als undurchsichtig angenommen, und in jedem dieser Zylinder sind, soweit er von anderen nicht verdeckt ist, die Stromlinien eingezeichnet, welche in den einzelnen Querschnitten an die Oberfläche treten. Die weiß gelassenen Teile der Zylinderflächen entsprechen den Eisdicken, die während der Bewegung von einem bis zum nächsten Querschnitte abschmelzen.

Die Figur ist aus zwei anderen entstanden, von denen die eine unmittelbar der Beobachtung entspricht und die Horizontalprojektionen der Bewegungslinien enthält; sie wurde auch zur Konstruktion der

Fig. 63.



Zerlegung der Zunge des Hintereisferners
in Teilgletscher durch Vertikalzylinder, die aus Stromlinien gebildet sind.
Die Querschnitte entsprechen den Steinlinienprofilen von 1894.

Fig. 20 benutzt. Das zweite Bild, das zur Herstellung der Fig. 63 Verwendung fand, stellt die Querschnittsformen in den Profilen der acht Steinlinien dar. Die letzteren wurden zunächst unter der Annahme bestimmt, daß die Geschwindigkeit, die an einer Stelle der Gletscheroberfläche gemessen wurde, auch für alle senkrecht darunter liegenden Eisteile gelte und daß der Gletscher stationär sei. Später wurde die Einsenkung der Oberfläche berücksichtigt und mit Benutzung des für die Bohrlöcher von 67 und 85 m Tiefe ermittelten Wertes 5 : 3 für das Verhältnis der Oberflächengeschwindigkeit zur mittleren Querschnittsgeschwindigkeit in jedem der durch die Bewegungslinien abgegrenzten Teilgletscher, konnten dann die „wahrscheinlichen" Formen der einzelnen Querschnitte bestimmt werden. (Diese wurden bei Konstruktion der Fig. 63 verwendet.) Dabei ergab sich eine weitere Schwierigkeit beim Übergange vom Rande in das unterste Feld eines Teilgletschers. Wenn nämlich die Bedingung der Äquivalenz allein eingehalten wurde, so fanden sich häufig in den oberen Querschnitten für tiefer liegende Eispartien größere Geschwindigkeiten als für höher liegende. Deshalb wurden besonders in den Randgebieten Korrekturen derart angebracht, daß allenthalben die Geschwindigkeit von der Oberfläche gegen den Grund zu kleiner wurde, wie es bei der Finsterwalderschen Konstruktion aus der bekannten Geschwindigkeitsverteilung an der Oberfläche und den bekannten Querschnitten der Fall ist.

Bewegung im Innern des Firns. Kennt man den Verlauf der Bewegungslinien im Firn und die Größe des Firnzuwachses an den einzelnen Stellen des Nährgebietes, so kann die Beschreibung der Eisbewegung in diesem Teile des Gletschers mit ebenso weitgehender Detaillierung, wie für die Gletscherzunge, durchgeführt werden. Vorläufig fehlen die notwendigen Daten heute noch ebenso, wie 1897, als Finsterwalder mit seiner Theorie an die Öffentlichkeit trat; die Aussicht, daß in einigen Jahren wenigstens für den Hintereisferner die notwendigen Messungen im Firnfelde hinreichend weit ausgedehnt und lange genug fortgesetzt werden, ist allerdings vorhanden.

Die Veränderung, welche die Schichtflächen im Laufe der Zeit durch die Bewegung erfahren, untersucht Finsterwalder weiter, indem er dieselben Stetigkeitsschlüsse, wie für die Gletscherzunge, hierauf anwendet. Er sagt:

Denken wir auf unseren stationären Gletscher am Schlusse eines jeden Jahres eine gefärbte Schicht aufgetragen, so wird dieselbe infolge der fortschreitenden Akkumulation und Bewegung ins Innere des Gletschers wandern. Der Platz, den sie am Schlusse eines späteren Jahres dort einnimmt, wird im Jahre darauf von der nachfolgenden Schicht okkupiert und so ist das ganze Innere des Gletschers mit gefärbten Flächen in regelmäßigen Abständen erfüllt, die durch die Bewegung der Reihe nach ineinander übergehen. So entsteht die Schichtung des stationären Gletschers. Wir isolieren aus dem Gletscher einen beliebig

schmalen Teilgletscher, der seitlich von zwei vertikalen zylindrischen Flächen begrenzt sein möge. Seine Horizontalprojektion sei AB (Fig. 64). Die Breiten und Dicken dieses Teilgletschers seien bekannt; ebenso der Betrag der Akkumulation oder Ablation an den verschiedenen Stellen. Nehmen wir dann noch die Bedingung hinzu, daß die Querschnitte bei der Bewegung äquivalent ineinander abgebildet werden, so ist die Strömung in diesem Teilgletscher vollständig bestimmt. Der Fall liegt ganz ähnlich, wie früher bei der Gletscherzunge; die Quer-

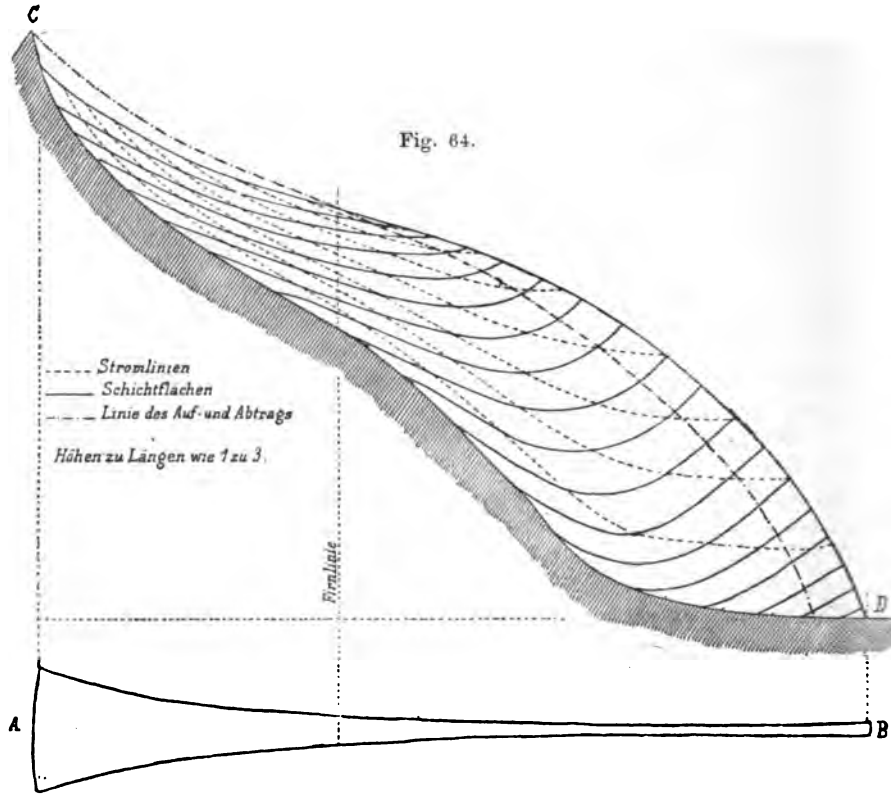


Fig. 64.

schnitte sind hier nur Rechtecke und die äquivalenten Abbildungen derselben ineinander sind affin. Die Annahme der Äquivalenz der Abbildung hat hier die Bedeutung, daß das Gesetz der Geschwindigkeitsabnahme nach der Tiefe in allen Querschnitten analog ist. Eine solche Bewegung ist in Fig. 64 im Aufriß dargestellt. Die strichpunktierte Linie gibt den Auftrag bzw. die Abschmelzung in fünf Jahren an, die ausgezogenen Linien zeigen die Schichtung von fünf zu fünf Jahren; die punktierten Linien sind die Stromlinien.

Verfolgen wir die gegenseitige Lage beider Liniensysteme. Die Stromlinien fallen gegen die Oberflächenschicht unter bestimmten

Winkeln Φ ein, die nach oben zu wegen der stärkeren Akkumulation und der geringeren Bewegung immer größer werden. Diese Winkel erhalten sich, wenn auch nicht der Größe, so doch dem Sinne nach während der Wanderung der Oberflächenschicht durch den Gletscher. Ein solcher Winkel ist also auch beim Austritt der Schicht an der Abschmelzungsfläche vorhanden, und er ist größer für die tieferen, weiter unten austretenden Schichten Nun treten aber die Stromlinien selbst unter bestimmten Winkeln φ aus der Abschmelzungsfläche heraus, die wiederum für die unteren Teile größer sind als für die oberen. Diese Winkel φ addieren sich zu den aus der Deformation der Winkel Φ entstandenen und unter Winkeln, die gleich der Summe beider sind, schneiden die Schichtflächen die Abschmelzungsfläche. Damit erklärt sich zur Genüge die oft beobachtete Tatsache des Aufrichtens der Schichtflächen gegen das Gletscherende zu. Berücksichtigt man nicht nur die Geschwindigkeitsverminderung vom Firn gegen das Ende zu, sondern auch jene von der Mitte gegen den Rand zu, so erklärt sich auch die Form der „Ogiven" an den verschiedenen Stellen der Gletscherzunge.

Finsterwalder zeigt damit durch rein geometrische Betrachtungen, wie die Firnschichten allmählich in löffelartige Lagen der Gletscherzunge übergehen müssen und hat dadurch einen Erfolg seiner Theorie, welcher nicht nur durch die S. 170 u. f. erwähnten Experimente, sondern durch eine Reihe direkter Beobachtungen an den Gletschern gesichert ist. Ein weiteres Ergebnis der Theorie ist die vollständig befriedigende Aufklärung, welche sie über die bis dahin recht unsicher beantwortete Frage nach dem Grunde der Geschwindigkeitsabnahme gegen das Gletscherende gibt. „Es genügt vollständig, die oberflächliche Ablation und die dadurch erzeugte Verminderung der strömenden Eismassen in Betracht zu ziehen, um bei den auftretenden Gletscherformen die Erscheinung vorauszusehen." Würde die Geschwindigkeit eines Gletschers gegen das Ende zu wachsen, so müßte dieses einen gegen die Gletscherachse konvex gekrümmten Rand haben und eine Pfeilspitzen ähnliche Form annehmen.

Auch das Stranden der Bewegungslinien ist auf dieser theoretischen Grundlage leicht vorauszusagen. Da die Geschwindigkeit des Eises am Rande geringer ist als in der Mitte, so müssen die langsamer bewegten Eismassen bei Zurücklegung desselben Weges, wie die nahe der Achse befindlichen, mehr abschmelzen und der zur Erhaltung der Form des stationären Gletschers notwendige Ersatz kann nur durch eine Querströmung von der Mitte aus beschafft werden.

Über die Strömungstheorie, wie sie hier auseinandergesetzt wurde, ist im allgemeinen noch folgendes zu bemerken. Ihre grundlegenden Voraussetzungen sind die Stetigkeit der Bewegung und deren Ersatz durch eine stationäre. Aus ihr und aus der Auffassung der Moränen als Erzeugnisse von Stetigkeitsunterbrechungen folgt die ganze Moränen-

theorie, sowie das Ein- und Austauchen der Stromlinien. Die Winkelbeziehung des Ein- und Austauchens ergibt sich erst aus der Annahme der Unzusammendrückbarkeit; ebenso die Veränderung der Schichtflächen. Sekundärer Natur sind die Annahmen der äquivalenten Abbildung der Oberflächen und Querschnitte und von der Deckung der Projektionen der Strom- und Bewegungslinien.

Anwendungen der Strömungstheorie.

Das mechanische Bild der stationären Strömung, wie es Finsterwalder in die Theorie der Gletscherbewegung einführte, leistet viel mehr, als die theoretischen Versuche, die früher erwähnt wurden, an Aufklärung verschafften. Wir können den Vorgang der Eisbewegung bis ins kleinste verfolgen, wir können jede beliebige Form des Geländes für die Betrachtungen zugrunde legen und haben nicht notwendig, von den bekannten physikalischen Eigenschaften nur eine oder die andere hervorzuheben und die übrigen zu vernachlässigen; wir brauchen, um die theoretischen Erörterungen pflegen zu können, keine einzige Annahme zu machen, welche mit den Verhältnissen, unter denen das Eis in der Natur sich bewegt, im Widerspruch wäre. Dazu kommt, daß eine ganze Anzahl der Größen, die sonst nur durch schwierige Integrationen für geometrisch wohl definierte Querschnittsformen usw. bestimmt werden können, für ganz beliebige, wenn nur bekannte Gestalten im Gelände auf graphischem Wege mit weitgehender Genauigkeit anzugeben sind. Das gewährleistet eine vielseitige und bequeme Verwendbarkeit der Theorie und es bleibt nur noch die Frage zu erledigen, ob dieselbe auch auf gewöhnliche wirkliche Gletscher, die von dem idealen stationären Gletscher in mancher Hinsicht abweichen, anwendbar ist.

Solange ein Gletscher annähernd stationär ist, also seine Abschmelz- und Ernährungsbedinguugen nur kleinen Schwankungen unterworfen sind, werden die bewegenden Kräfte auch nur geringe Änderungen erfahren, und wenn vorausgesetzt wird, daß die Stromlinien bei der geänderten Bewegung dieselben bleiben, daß also auch die Bewegungslinien und damit die Unterteilung des Gletschers in der Hauptsache die gleiche bleibt, so kann ohne besondere Schwierigkeit die ganze Folge von Stetigkeitsbetrachtungen übertragen werden auf den Fall eines Gletschers, der bei konstantem Auftrag mit zunehmender Ablation oder bei abnehmenden Niederschlagsmengen mit gleichbleibender Abschmelzung oder auch bei geringer Zunahme des Auftrages und wenig veränderter Ablation seine Bewegung ausführt. Für langsam abschmelzende Gletscher ist die Annahme der Permanenz der Stromlinien jedenfalls in hohem Maße gerechtfertigt; das zeigen die Ablagerungen von Innen- und Mittelmoränen am Vernagtferner, deren Horizontalprojektion sich fast genau mit der der ehemaligen

Schuttwälle auf dem Eise deckt. Bei Gletschern, welche sich im Rückzugsstadium befinden, senkt sich also die Oberfläche wegen der den Nachschub übersteigenden Abschmelzung; die Stromlinien treten schon näher an der Wurzel der Gletscherzunge an die Oberfläche und die Höhe der Ufermoränen ist an den einzelnen Stellen proportional zu den durchschnittlichen Ablationsbeträgen.

Langsam abschmelzender Gletscher. Nach den vorstehenden Ausführungen ist die Anwendung des Strömungsbildes, wie es Finsterwalder für den stationären Gletscher entworfen hat, auf einen in langsamem Rückgang befindlichen Eisstrom wie der Hintereisferner zulässig, insbesondere, wenn für die einzelnen Querschnitte die Differenz zwischen Nachschub und Abschmelzung, die Einsenkung der Oberfläche berücksichtigt wird. Die für den Hintereisferner mit Verwertung all dieser aus Beobachtungen bekannten Größen ausgeführten Profilkonstruktionen haben, wie bereits bemerkt wurde, mit der Voraussetzung durchgeführt werden können, daß die Geschwindigkeit sich von der Oberfläche gegen die Gletschersohle nicht ändert. Erst auf Grund der Bohrungsergebnisse konnte dann das Verhältnis zwischen Oberflächen- und mittlerer Querschnittsgeschwindigkeit gefunden werden und die nun zu wiederholende Abbildung der einzelnen Querschnitte in die höher gelegenen führt zur Kenntnis der Geschwindigkeitsverteilung in denselben und damit auch zur Aufstellung des Gesetzes, nach welchem die Geschwindigkeit des Eises mit der Tiefe abnimmt. Soweit es sich bis jetzt übersehen läßt, ist kaum eine große Abweichung von dem Resultate zu erwarten, das Blümcke und ich 1899 erhielten und zur folgenden Ableitung benutzten.

Die weitgehende Ähnlichkeit zwischen der Bewegung des strömenden Wassers und der des Eises legt es nahe, die in der Wasserbautechnik gebräuchlichen Formeln, welche den Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit, Querschnitt, benetztem Umfange und Gefälle darstellen und unter Benutzung von Koeffizienten, die auf praktischem Wege ermittelt wurden, die Resultate schwieriger Rechnungen ersetzen, auch auf die Gletscher zu übertragen.

Als eine solche wählten Blümcke und ich die von Eytelwein in folgende Gestalt gebrachte Gleichung:

$$v = K \cdot \sqrt{\frac{q}{u} \cdot s},$$

worin v die mittlere Querschnittsgeschwindigkeit, q den Querschnitt, u den benetzten Umfang, s das Oberflächengefälle und K eine von der Rauhigkeit des Bettes und auch von der Geschwindigkeit abhängige Größe ist.

Da aus den Querschnitten und der Geschwindigkeitsverteilung in denselben v, q und u, aus der Karte für die einzelnen Profile der Wert von s bestimmt werden konnte, so erlaubten uns die für den Hinter-

eisferner erhaltenen Daten, den Wert des Koeffizienten K zu berechnen, der sich, wie für Wasser, ebenfalls von der Geschwindigkeit abhängig erwies und zwischen 3.10^{-7} und 15.10^{-8} $m^{1/2}$/sec gefunden wurde. (Für Wasser wird $K = 36{,}4$ bis $55{,}9$ $m^{1/2}$/sec gesetzt, wenn v zwischen 0,1 und 3,0 m/sec liegt.) In erster Annäherung ergab sich der Zusammenhang zwischen v und K beim Hintereisferner zu

$$K = 4{,}41 + 0{,}122\,v$$

und damit

$$v = 4{,}41 \cdot \frac{\sqrt{rs}}{1 - 0{,}122\sqrt{rs}},$$

wobei r (Profilradius) für $\frac{q}{u}$ gesetzt wurde.

Die Formel liefert nur so lange positive Werte für v, als $\sqrt{rs}$ kleiner als $\frac{1}{0{,}122}$ ist. Das würde heißen: für sehr große Profilradien, also für sehr tiefe und breite Gletscher kann die Neigung nur gering sein.

Selbstverständlich kann diese Formel nur Geltung beanspruchen für Gletscher, die unter ähnlichen Existenzbedingungen stehen, wie der Hintereisferner; für andere wird der Wert von K wesentlich anders werden können, da die Beschaffenheit ihrer Unterlage, Eisbrüche in der Nähe der betrachteten Querschnitte und sonstige Unregelmäßigkeiten des Gletscherbettes denselben beeinflussen müssen. Sind die Querschnittsformen mit Hilfe der Bohrungen genauer ermittelt, als 1899, so werden sich wohl auch die Zahlenwerte obiger Formel etwas ändern; das Hauptergebnis aber dürfte dasselbe bleiben.

Grundlage für die Richtigkeit der Eytelweinschen Formel ist, daß die bewegende Kraft des in Flüssen und Kanälen bewegten Wassers nur von der Neigung seiner Oberfläche herrührt und daß der Bewegungswiderstand, den es zu überwinden hat, gleich seiner Bewegungsenergie ist.

Jahreszeitliche Schwankungen. Benutzt man also die Formel für Eis, so ist dabei vorausgesetzt, daß die Druckverhältnisse im Firn, welche das Abfließen des Eises in der Gletscherzunge sicherlich in hohem Maße beeinflussen, unverändert bleiben. In Wirklichkeit ist dies jedoch nicht der Fall. Die Niederschläge verteilen sich der Zeit nach durchaus nicht gleichmäßig über den Firn; ja für die verschiedenen Gletschergebiete ist die Zeit der stärksten Niederschläge durchaus ungleich und meist auch in aufeinanderfolgenden Jahren verschieden. Die Anwendung unserer Formel setzt weiterhin voraus, daß auch die Verhältnisse der Gletscherzunge zeitlichen Änderungen nur in geringem Maße unterworfen sind, denn auf Grund dieser Annahme sind die Querschnitte und die daraus abgeleiteten Größen gefunden. Hier haben wir aber jahreszeitliche Änderungen, die mit großer Regelmäßigkeit eintreten, denn die Abschmelzung hört im Winter auf. Das

bedingt eine Zunahme der Gletscherdicke im Laufe des längsten Teiles eines Jahres und für den Hintereisferner folgen daraus Unterschiede in der Tiefe des Eises von 7,2 bis 2,0 m. Wenn wir dies berücksichtigen, so ergeben sich unter Anwendung unserer Formel jahreszeitliche Schwankungen der Geschwindigkeit, die, je nach der Höhenlage des Beobachtungsquerschnittes, 0,5 bis 9 Proz. ausmachen können. Die Extreme würden auf Juni und Oktober fallen, die Monate, in welchen bei beginnender Abschmelzung Querschnitte und Geschwindigkeiten die größten, bzw. bei beginnender Schneebedeckung der Gletscherzunge die Querschnitte die kleinsten Werte des Jahres hätten und demgemäß auch die geringsten Geschwindigkeiten auftreten müßten. Dies scheint mir ein beachtenswertes Moment für die Beurteilung der Messungen der Eisgeschwindigkeit in verschiedenen Jahreszeiten zu sein. Werden z. B. die Sommergeschwindigkeiten kurz nach der Schneeschmelze gemessen, so werden sie groß gegenüber der mittleren Jahresgeschwindigkeit ausfallen; Messungen, die kurz vor Beginn des Hochgebirgswinters ausgeführt werden, müssen kleinere als die Jahresgeschwindigkeiten liefern, und wenn sich die Beobachtungen über den ganzen Sommer erstrecken, würden bei einem Gletscher, der in aufeinanderfolgenden Jahren nahezu den gleichen Stand behält, die mittleren Sommergeschwindigkeiten den mittleren Jahresgeschwindigkeiten gleich sein. Dabei ist natürlich wieder angenommen, daß sich die Ablation gleichmäßig über die Sommermonate verteilt. Können auch deren Schwankungen noch beachtet werden, so mag es für einzelne Fälle ganz gut möglich sein zu zeigen, warum die eine Messungsreihe keine, eine andere dagegen recht beträchtliche Vergrößerungen der Sommergeschwindigkeiten ergibt. Dazu kommt noch der Einfluß, den die zeitliche Verteilung der Niederschläge im Firnfeld ausübt. Fällt die Hauptmasse derselben während der Sommermonate oder gar beim Übergang vom Winter zum Sommer wie in Wirklichkeit, während der Winter fast niederschlagsfrei ist, so kommen unter Umständen recht bedeutende Druckschwankungen im Firnfelde vor. Tritt für den Hintereisferner in einem Jahre eine solche Niederschlagsverteilung ein, so wird die mittlere Tiefe, die zu beiläufig 50 m angenommen sei, eine Schwankung von etwa 1 m, also 2 Proz., und, da die Abflußgeschwindigkeit dem Quadrate des Druckes und damit wohl auch dem Quadrate der mittleren Tiefe proportional ist, die Geschwindigkeit in der Zunge eine Schwankung von 4 Proz. durchmachen. Man sieht, es lassen sich auf diesem Wege schon ziemlich bedeutende Änderungen der Geschwindigkeit in den einzelnen Jahreszeiten erklären.

Vorschreitender Gletscher. Wenn der Nachschub aus dem Firnfeld die abschmelzende Menge übertrifft, so wird man, so lange es sich nur um geringe Änderungen gegenüber dem stationären Gletscher handelt, Konstanz der Stromlinien voraussetzen dürfen. Bei raschem Anwachsen aber, bei Vorstößen, wie sie der Vernagtferner zeitweise

ausführt, treten mindestens in den Randgebieten so bedeutende Veränderungen ein, daß von einer Beständigkeit der Stromlinien in diesen Gebieten kaum gesprochen werden darf. In seinen axialen Teilen jedoch zeigt der Vernagtferner während des Vorstoßes vom Ende des 19. Jahrhunderts annähernd die gleiche Horizontalprojektion der Bewegungslinien wie vor dem Eintritt des Wachstums. Es ist nicht ohne Interesse, einen Versuch durchzuführen, bei welchem unter der Annahme, die Stromlinien seien unverändert und überall parallel zum Gletschergrund geblieben, die Änderung eines Längsprofiles im Laufe des Vorstoßes verfolgt wird. Denken wir uns einen von zwei Bewegungslinien und deren zugehörigen Vertikalzylindern begrenzten Teilgletscher nahe der Achse und betrachten wir die Verschiebung, welche die Oberfläche der Gletscherzunge von einem Profil an abwärts erfährt, während die Geschwindigkeit nach dem Gesetze zunimmt, wie es für die Veränderungen des Vernagtgletschers aus den Beobachtungen gewonnen wurde. Das Ausgangsprofil sei unveränderlich und die Geschwindigkeit habe in demselben stets dieselbe Verteilung wie bei reduziertem Gletscherstande, sie nehme also an allen Stellen des Querschnittes in dem gleichen Verhältnis zu wie an der Oberfläche.

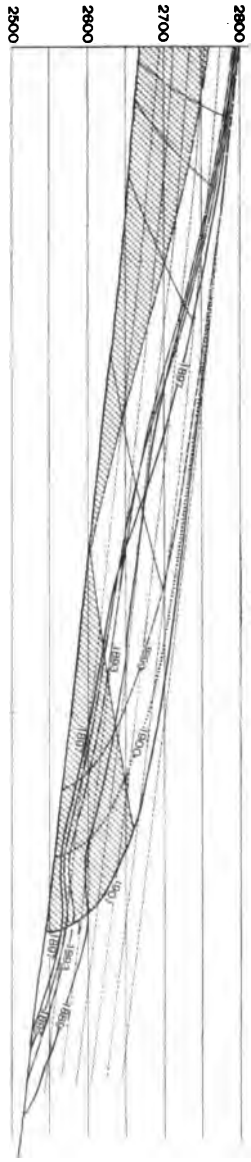


Fig. 65. Rekonstruierte Längsprofile des Vernagtferners.

Dann muß sich in einer von lauter Stromlinien begrenzten Röhre nach der Kontinuitätsgleichung für das Gletscherinnere in allen abwärts gelegenen Querschnitten der Röhre die Geschwindigkeit gleichzeitig in demselben Verhältnis ändern. Wir können dann, wenn die ursprüngliche Geschwindigkeit für die einzelnen Punkte der Gletscheroberfläche bekannt ist, die Stelle, bis zu welcher ein Oberflächenteilchen auf seiner Stromlinie vorrückt, genau angeben. Ist die Größe der Abschmelzung bekannt, so weiß man auch, um wieviel die wirkliche Oberfläche niedriger liegen muß als der ermittelte Punkt. Man kann also den Verlauf

der Oberflächenbegrenzung des Teilgletschers für jeden Zeitpunkt angeben.

Auf diese Weise entstand Fig. 65, ein Längsprofil des vorschreitenden Vernagtgletschers, für dessen Veränderungen die Geschwindigkeiten nach dem durch die Kurve S. 298 gegebenen Gesetz, die Ablationsbeträge:

Höhe m	Ablation m/Jahr	Höhe m	Ablation m/Jahr
2550	6,0	2700	4,0
2600	5,5	2750	3,2
2650	4,9	2800	2,5

und die Anfangsgeschwindigkeit 15 m für 1889 zugrunde gelegt wurden. Die Kurve der Geschwindigkeiten wurde durch eine Gleichung $v_t = v_0{}^1 + \alpha t + \beta t^2$ gegeben angenommen, in welcher v_0 die Geschwindigkeiten beim Beginn des Vorstoßes, t die seit diesem Moment verlaufene Zeit (Jahre), α und β Zahlen bedeuten. Der Querschnitt des Steinlinienprofiles wurde als unverändert vorausgesetzt.

Ein Vergleich der Fig. 65 und 58 (S. 299) lehrt, wie weit die Übereinstimmung zwischen den aus den Beobachtungen erhaltenen Längsprofilen des vorstoßenden Vernagtferners mit denen, die unter obigen Annahmen entstanden, vorhanden ist. Das rasche Vorschreiten der Schwellung erscheint danach teilweise als eine Folge der Kontinuitätsbedingung, nach welcher gleichzeitig in allen Querschnitten die Veränderung der Geschwindigkeit im gleichen Sinne vor sich geht. Der Bewegungszustand eilt der bewegenden Masse weit voraus. Die in Fig. 65 eingezeichneten Lagen des Ausgangsprofiles in den aufeinanderfolgenden Jahrgängen zeigen, wie die demselben vorgelagerte Gletschermasse allmählich deformiert und mit Hilfe der Abschmelzung immer kleiner wird. Die beiden schraffierten Flächenstücke stellen den Rest der ursprünglichen Eismasse dar und zwar einmal für den im Rückzugsstadium gleichmäßig abschmelzenden, reduzierten Gletscher und das andere Mal nach den Veränderungen, die sie während des Vorrückens durchgemacht hat. Die Flächenstücke verhalten sich umgekehrt wie die zugehörigen mittleren Breiten des Teilgletschers.

Würde man für die übrigen Teilgletscher, in welche man den Vernagtferner zerlegen kann, die Konstruktion in der gleichen Weise durchführen, so könnte man Bilder des Gletschers für verschiedene Zeitpunkte des Vorstoßes erhalten, welche denen, die aus den photographischen Aufnahmen abgeleitet sind, ziemlich ähnlich wären. Man bemerkt jedoch beim Vergleich der Fig. 65 und 58, daß die rekonstruierte Gletscherzunge kürzer ist als die beobachtete. Das weist uns

darauf hin, daß während der Zunahme der Oberflächengeschwindigkeit die Veränderungen der Geschwindigkeit in den tiefer liegenden Teilen des Ausgangsquerschnittes nicht proportional denen der Oberflächengeschwindigkeit, sondern rascher erfolgen. Je größer die letztere, um so weniger wird sie sich von der mittleren Querschnittsgeschwindigkeit unterscheiden. Das Gesetz, nach welchem diese Änderung in der Geschwindigkeitsverteilung stattfand, läßt sich, unter der Annahme permanenter, zum Gletschergrund paralleler Stromlinien durch Vergleich der rekonstruierten und der beobachteten Längsprofile bestimmen. Berücksichtigt man dabei die Schwankungen des Einströmungsquerschnittes, welche aus den Messungen bekannt sind, so darf ein ziemlich hoher Genauigkeitsgrad erwartet werden.

Während die Eismenge, welche die Vergrößerung der Zunge herbeiführte, aus dem Firnfelde floß, mußte der Druck, dem sie ihre Bewegung verdankte, allmählich abnehmen. Da aber auch bei abnehmendem Druck die einmal vorhandene Geschwindigkeit des Ausfließens längere Zeit beibehalten wird (vgl. S. 30), so kann der Zustand stärkster Bewegung in der Gletscherzunge längere Zeit anhalten. Je weiter aber die Entleerung des Beckens vor sich gegangen ist, um so weiter wird auch die Druckabnahme gediehen sein und von einem gewissen Zeitpunkte an reicht der reduzierte Druck nicht mehr hin, um die Eisbewegung mit der Höchstgeschwindigkeit zu unterhalten. Von da an nimmt die Geschwindigkeit anfänglich sehr schnell (vgl. Fig. 57), später immer langsamer ab, bis wieder ein Minimalwert erreicht ist, wie er kurz vor einem neuen Vorstoß besteht.

Solange die Geschwindigkeit noch groß genug ist, um den durch die Abschmelzung eintretenden Substanzverlust am Zungenende zu ersetzen, kann dieses nicht zurückgehen, ja es kann sogar bei stark reduzierter Geschwindigkeit noch ein Vorschreiten des Gletscherendes festzustellen sein. Am Ende der Vorstoßperiode ist der Gletscher wenigstens der Form nach einige Zeit lang stationär; die Geschwindigkeit wird in allen Teilen weiter abnehmen und schließlich derart herabsinken, daß nicht mehr eine der ganzen in einer gewissen Zeit anfallenden Niederschlagsmenge entsprechende Eismasse in derselben Zeit das Firnfeld verläßt, sondern Ansammlung im Firn eintreten kann.

Erst wenn der Druck der im Firnfeld aufgespeicherten Masse eine gewisse Größe erreicht, wird er hinreichend sein, um die Bewegung der trägen reduzierten Gletscherzunge zu beschleunigen, und eine größere Eismasse pro Zeiteinheit durch den Ausströmungsquerschnitt zu befördern.

Wäre die Niederschlagsmenge zeitlich gleichmäßig verteilt, so würde der „Deformationsdruck“ in gewissen Perioden wieder erreicht sein, deren Dauer ausschließlich durch den Bau des Gletscherbettes bedingt wäre. In Wirklichkeit werden die klimatischen Schwankungen, einerlei welche Periodendauer ihnen zukommt, mit der „orographischen Periode“ interferieren.

Trifft eine Periode reichlicher Niederschläge mit einem stark reduzierten Gletscherstande zusammen, so muß eine Verlängerung der Gletscherzunge eintreten, und hält die niederschlagsreiche Zeit auch noch während des Vorschreitens des Gletschers an, so muß, weil der Druck aus dem Firngebiet lange Zeit hoch bleibt, eine große Eismasse dasselbe verlassen.

Bei dem jüngsten kleinen Vorstoß des Vernagt, der sehr wahrscheinlich durch eine verhältnismäßig kleine Zunahme der Niederschläge veranlaßt wurde, war die vorgeschobene Eismasse gering und ihre Bewegung wurde mit beträchtlicher Verspätung gegenüber dem Beginn der feuchtkalten Jahresreihe eingeleitet. Um die Mitte des 19. Jahrhunderts war eine Zeit sehr reichlicher Niederschläge; die Bewegung des Vernagt trat bald ein, und da während des Anwachsens der Zunge die ausgiebige Ernährung des Firnfeldes anhielt, wurde die enorme Eismenge von 239 Mill. m^3 in wenig mehr als zwei Jahren ins Rofental hinausbefördert. Diese entspricht einer Niederschlagsmenge von nahezu 20 regulären Jahren. Aber der Gletscher hat auch 1812 bis 1820 einen Vorstoß ausgeführt, bei welchem er das Rofental fast erreichte. Seine Zunge ist von 1820 bis 1845 sicherlich nicht so weit zurückgegangen, als von 1848 bis 1893. Bei dem letzten großen Vorstoß lag eine mächtigere Eismasse vor dem Ausströmungsquerschnitte als 1893. Deshalb war auch ein größerer Deformationsdruck erforderlich und als er erreicht war, begann das Ausfließen mit ungemein großer Heftigkeit.

So können, wie mir scheint, die großen Schwankungen des Vernagtferners wenigstens teilweise auf Erscheinungen zurückgeführt werden, welche beim Ausfließen des Eises auch im Laboratorium beobachtet wurden.

Der Deformationsdruck wurde als annähernd proportional mit der Querschnittsänderung gefunden; diese ist für den Vernagtferner ziemlich bedeutend und deshalb muß vor dem Beginn der Vorstöße die Bewegung in der Zunge gering sein. Kann ein Vorstoß beginnen, so wird die ruhige Strömung des Eises durch ein rasches, fast einem Gleiten gleichendes Fließen ersetzt, wobei sich die Geschwindigkeitsverteilung in jedem Querschnitt stark verändert. Die Bodengeschwindigkeit wächst im Verhältnis schneller als die Oberflächengeschwindigkeit und die Gestalt des vorgepreßten Eisquantums nähert sich der eines Tropfens, der sich von einem Flüssigkeitsstrahle trennt.

Empfindlichkeit eines Gletschers gegen klimatische Schwankungen. Denkt man sich einen Gletscher, in dessen Firngebiet von F m^2 jährlich die mittlere Niederschlagsmenge H pro m^2 anfällt, dessen Abschmelzgebiet die Fläche Z, die mittlere Breite b, die mittlere Dicke d und die mittlere Geschwindigkeit v besitzt, in stationärem Zustande, so wird die jährliche Massenzufuhr $F.H$ m^3 im Firn durch einen gleich

großen Massenverlust $Z \,.\, a$ m³ auf der Zunge kompensiert und man hat die Beziehung

$$F \,.\, H = Z \,.\, a = b \,.\, d \,.\, v$$

(a bedeutet die mittlere jährliche Abschmelzung pro m² Zungenfläche).

Nehmen wir einen vom ersten nur wenig verschiedenen ebenfalls stationären Zustand, bei welchem die jährliche Niederschlagsmenge $H + h$, die Zungenoberfläche Z_1 und die Ablation a_1 beträgt, und setzen wir voraus, daß der Gletscher in diesem neuen Zustande die mittlere Dicke d_1, die mittlere Breite b_1 und die mittlere Geschwindigkeit v_1 habe, dann ist

$$F.(H + h) = Z_1 \,.\, a_1 = b_1 \,.\, d_1 \,.\, v_1.$$

Der Übergang vom einen in den anderen stationären Zustand soll sich außerdem ohne Änderung der Bewegungsvorgänge im Eise selbst vollziehen.

Man kann dann sagen, daß die Zunahme an treibender Kraft, welche durch den Massenzuwachs $F.h$ im Firn hervorgerufen wird, nur zur Überwindung des Zuwachses der Reibung, welche die vergrößerte Zunge in ihrem Bette erfährt, verbraucht wird. Betrachten wir die Firnmasse als einen auf einer schiefen Ebene abwärts gleitenden Körper, so wird die zur schiefen Ebene parallele, treibende Kraft gleich dem Produkt aus dem Gewichte der Firnmasse und dem Sinus des Neigungswinkels α, als welcher der mittlere Neigungswinkel der Firnoberfläche an Stelle des unbekannten Neigungswinkels des Gletscherbettes eingeführt sei. Der Zuwachs an treibender Kraft vom ersten gegenüber dem zweiten stationären Zustande würde dann $F.h.\sin\alpha$. Der Reibungswiderstand, den die bewegte Zunge in ihrem Bette findet, ist ihrem Gewichte, dem Kosinus des mittleren Neigungswinkels des Bettes und dem Reibungskoeffizienten proportional.

Der Zuwachs des Reibungswiderstandes vom ersten zum zweiten stationären Zustande ist dann, da eine Änderung des Reibungskoeffizienten bei den geringen Geschwindigkeiten nicht eintritt,

$$(Z_1 \,.\, d_1 - Z \,.\, d) \,.\, \varrho \cos\beta.$$

Je größer nun der Zuwachs an treibender Kraft im Verhältnis zum Zuwachs des Reibungswiderstandes ist, um so rascher muß der Gletscher auf die Änderung seiner Ernährungs- und Abschmelzbedingungen durch eine Vergrößerung seiner Zungenlänge bzw. der Geschwindigkeit der Zunge reagieren.

Das Verhältnis

$$E_1 = \frac{F \,.\, h \,.\, \sin\alpha}{(Z_1 \,.\, d_1 - Z \,.\, d) \,.\, \varrho \cos\beta}$$

könnte demnach als „Empfindlichkeitskoeffizient“ bezeichnet werden.

Setzt man nun $F \,.\, h = b_1 \,.\, d_1 \,.\, v_1 - b \,.\, d \,.\, v = n \,.\, b \,.\, d\,(v_1 - v)$ und $Z_1 \,.\, d_1 - Z \,.\, d = m \,.\, Z \,.\, d = m \,.\, b \,.\, l \,.\, d$, dann wird

$$E_1 = \frac{n}{m} \,.\, \frac{v_1 - v}{l} \,.\, \frac{\sin \alpha}{\varrho \,.\, \cos \beta}.$$

n und m sind reine Zahlen, deren Werte offenbar durch die Geschwindigkeits- und Ablationsverhältnisse der einzelnen Gletscher wesentlich mitbestimmt werden. $v_1 - v$ ist der Geschwindigkeitszuwachs, l die Länge der Gletscherzunge; die Dimension des Koeffizienten E_1 ist also die des reziproken Wertes einer Zeit. Nimmt man nun $v_1 - v = 1$ m an und zieht man die Zahlen n, m und ϱ, deren nähere Bestimmung zunächst nicht allgemein möglich erscheint, in den Zahlenfaktor K zusammen, so erhält man für den Empfindlichkeitskoeffizienten die Form

$$E_1 = K \cdot \frac{\sin \alpha}{l \,.\, \cos \beta} = k \,.\, 10^4 \,.\, E.$$

Die Zahl n ist nicht wesentlich verschieden von 1; m dagegen, das das Verhältnis des Massenzuwachses der Zunge zur ursprünglichen Zungenmasse gibt, ist von der Ordnung 10^{-3} bis 10^{-5}; ϱ ist nicht näher bekannt, aber jedenfalls kleiner als 1. K wird daher von der Ordnung 10^4 und gleich $10^4 \,.\, k$.

Die Bestimmungselemente für E, nämlich $\sin \alpha$ und $l \,.\, \cos \beta$, können aus guten, mit Höhenlinien versehenen Karten entnommen werden. $l \,.\, \cos \beta$ ist die Länge der Horizontalprojektion der Gletscherzunge, α, wie oben erwähnt, der mittlere Neigungswinkel im Firn. E gibt also in roher Annäherung den Einfluß der orographischen Verhältnisse eines Gletschers auf seine Empfindlichkeit gegen klimatische Änderungen an. Der Erfolg, zu dem die Vergleichung der E-Werte für die während der letzten Jahrzehnte vorgeschrittenen Gletscher führte, mag für den Mangel an innerer Berechtigung der zur Ermittelung von E gemachten Annahmen entschädigen (vgl. S. 267 bis 273).

Allgemeine Theorie der Gletscherschwankungen.

Der Verlauf der Vorstöße, welche Vernagt- und Gliederferner im letzten Jahrzehnt ausführten, zeigt, daß die von F. A. Forel begründete und von E. Richter weiter ausgebildete Theorie der Gletscherschwankungen noch einiger Ergänzungen bedarf.

Forel sagt, je größer ein Eisquerschnitt ist, um so rascher, je kleiner er ist, um so langsamer muß er sich bewegen. Die Ernährung der Gletscherzunge hängt stets von der Größe des Querschnittes ab, mit welchem die Eismasse das Firnfeld verläßt. Sinkt infolge geringerer Niederschläge dieser Querschnitt, so wird die Zufuhr zur Zunge verkleinert, die Zunge selbst muß kürzer werden und zwar wesentlich mehr, als die Verminderung der nachdrängenden Eismasse allein bedingen würde. Denn da der kleinere Querschnitt sich langsamer bewegt, so

ist er längere Zeit der Abschmelzung ausgesetzt und er verliert deshalb mehr Substanz auf einer gewissen Wegstrecke als der größere, der die gleiche Strecke zurücklegt. Die Verkürzungen der Gletscher werden also während des Rückzuges erst durch die Verminderung der Abflußgeschwindigkeit, die eine Folge des geringeren Nachschubes ist, so bedeutend.

Tritt ein größerer Querschnitt aus dem Firnfelde, so wird er sich schneller bewegen; er wird auf demselben Wege weniger Substanz verlieren als der frühere kleinere Querschnitt; er kommt mit größerer Mächtigkeit an das Gletscherende — dieses stößt vor. Deshalb sollte (nach Forel) schon eine kleine Vergrößerung des Profiles einen unverhältnismäßig großen Vorstoß erzeugen.

Diesen letzteren Ausführungen fügt Richter hinzu: „Es kann sich ein größerer Querschnitt nicht nach seiner Tendenz schneller bewegen, da er die kleineren, sich langsamer bewegenden Querschnitte vor sich stehen hat, die ihn aufhalten und zurückstauen. Die raschere Bewegung kann erst dann eintreten, wenn die Anstauung am Ausgange des Firnfeldes so stark geworden ist, daß sie den Widerstand der vorliegenden langsamer bewegten Massen durch ihren Druck überwinden kann. Es setzt dies einen Zusammenschub dieser Massen voraus; dadurch erhalten diese selbst einen größeren Querschnitt, eine Tendenz zu schnellerer Bewegung. Jetzt erst kann die schnellere Bewegung durch die ganze Masse hin eintreten: auf demselben zurückgelegten Wege kann weniger Eis durch Schmelzung entfernt werden, da eben der Weg schneller zurückgelegt wird; der Gletscher wird daher mächtiger an der Stelle seines früheren Endes anlangen und muß sich verlängern — vorstoßen."

Fassen wir nun noch das Ergebnis unserer eigenen Darlegung des Verlaufes eines Gletschervorstoßes zusammen, so erhalten wir das Folgende:

Während der Rückzugsperiode wird im Firnfeld ein Teil des alljährlich anfallenden Niederschlages aufgespeichert. Der Ausfluß aus dem Nährgebiet bleibt so lange ein geringer, bis der zur Erhöhung der Abflußgeschwindigkeit notwendige Deformationsdruck erreicht ist. Die Größe dieses Druckes hängt von der Querschnittsänderung ab, welcher die Eismasse beim Abfluß unterworfen wird. Die Geschwindigkeitszunahme breitet sich wie in einer idealen Flüssigkeit fast augenblicklich durch die ganze Masse aus.

Die Geschwindigkeit der tiefer liegenden Schichten wächst im Verhältnis schneller als die der Oberfläche.

Da der Druck wegen des Substanzverlustes im Firn abnimmt, so wird eine gewisse Maximalgeschwindigkeit erreicht, die auch bei weiterer Druckverminderung noch längere Zeit anhält.

Bei Gletschern, die außergewöhnlich große Massen vorschieben,

verlegt sich dabei die Region maximaler Geschwindigkeit beträchtlich gegen das Zungenende hin.

Als ergänzende Sätze mögen noch diejenigen angeführt werden, welche die Statistik über den Ablauf der jüngsten Gletschervorstoßperiode bestätigt (vgl. S. 267 bis 273):

Ein Gletscher reagiert an seinem Ende um so schneller auf einen Zuwachs seiner Masse im Firn, je größer die Neigung seines Firnfeldes und je kleiner die Länge seiner Zunge ist.

Je größer die Neigung im Firn, um so größer ist der Druck, um so leichter wird der Deformationsdruck erreicht; je kürzer die Zunge, um so rascher tritt die Schwellung am Gletscherende in Erscheinung.

Mathematische Formulierung der Forel-Richterschen Theorie. Eine sehr elegante mathematische Darstellung der Forel-Richterschen Theorie der Gletscherschwankungen hat in letzter Zeit S. Finsterwalder gegeben. Er zieht nur die Gletscherzunge in Betracht und ersetzt dieselbe durch ein zweidimensionales Gebilde, das etwa dem Längsschnitte entspricht. Die Neigung der Gletschersohle sei als unveränderlich vorausgesetzt; durch sie wird die Geschwindigkeit mitbestimmt. Bei gleichbleibender Bodenneigung sei die mittlere Geschwindigkeit v eines Querschnittes, der von der Wurzel der Gletscherzunge (Einströmungsquerschnitt) um x m entfernt ist, einer Potenz der Dicke y des Querschnittes proportional, also $v = k.y^n$. Durch den Querschnitt, der durch y repräsentiert ist, geht eine Eismenge $W = v.y = k.y^{n+1}$. Die Dicke y ist nun eine Funktion von x, dem Ort und der Zeit t. Die Ablation sei über die ganze Oberfläche proportional der Horizontalprojektion und betrage der Einfachheit halber a m/Jahr, unabhängig von t. Es handelt sich also um die Schwankungen eines Gletschers von veränderlicher Zufuhr am Wurzelquerschnitt bei konstanter Ablation. Dann ergibt sich für y als Funktion von x und t die partielle Differentialgleichung:

$$(n+1)\,k y^n \cdot \frac{\partial y}{\partial x} = -a - \frac{\partial y}{\partial t}.$$

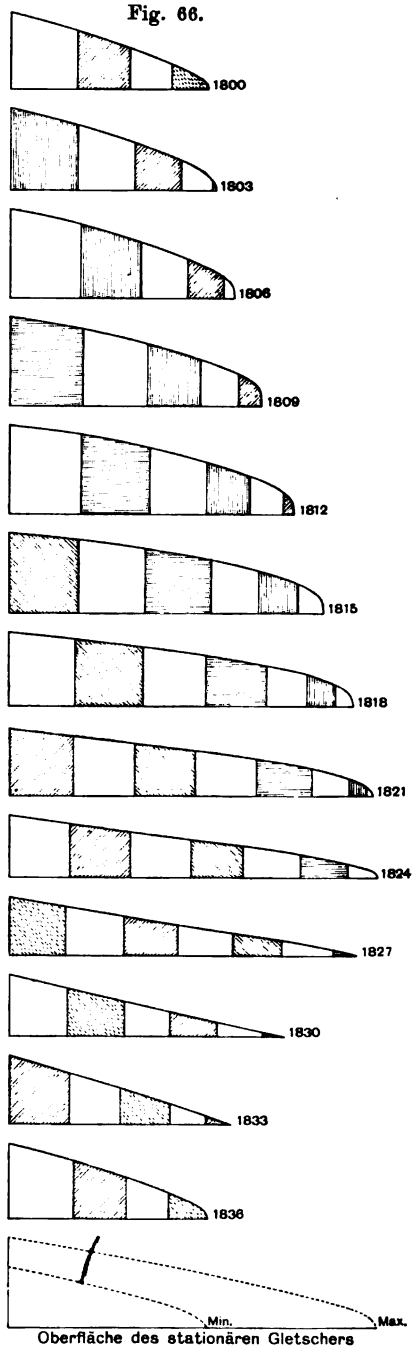
Die linke Seite ist $\frac{\partial w}{\partial x}$, d. h. die Veränderung der Eisführung, wenn sich x um 1 m ändert. Sie setzt sich zusammen aus dem Ablationsbetrage a und der jährlichen Schwellung $\frac{\partial y}{\partial t}$. Die Differentialgleichung ist erster Ordnung und linear. Das zugehörige Lagrangesche simultane System ist

$$\frac{dx}{(n+1)k.y^n} = -\frac{dy}{a} = dt.$$

Hieraus folgt die Schwellungsgeschwindigkeit, d. h. die Fortpflanzungsgeschwindigkeit irgend einer Form, z. B. eines Buckels auf dem Eise

$$\frac{dx}{dt} = (n+1)k.y^n = (n+1).v.$$

Fig. 66.



Oberfläche des stationären Gletschers

Es ist also unter den gemachten Voraussetzungen die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Schwellung in einem konstanten Verhältnis zur Geschwindigkeit des Eises und größer als diese. (Dies stimmt mit der Erfahrung überein; vgl. S. 300.)

Das Lagrangesche System läßt eine einfache Integration der Charakteristiken zu und aus diesen kann man $y = f(x,t)$ ableiten, wenn passende Grenzbedingungen bekannt sind; z. B. wenn man die Form des Gletschers zur Zeit $t = 0$ kennt und weiß, wie sich für $x = 0$ das y mit der Zeit ändert. Statt der analytischen Aufstellung der Funktion $y = f(x,t)$ kann man eine graphische Konstruktion der Fläche $y = f(x,t)$ (wo t als dritte Raumkoordinate auftritt) aus den Charakteristiken angeben. Die Schnitte dieser Fläche mit Ebenen senkrecht zur t-Achse geben dann die aufeinanderfolgenden Zungenformen.

Unter der Voraussetzung, daß der Wurzelquerschnitt der Zunge seit langem regelmäßige Sinusschwingungen macht, hat Finsterwalder die Konstruktion durchgeführt. Die Fig. 66 enthält die einzelnen Zungenquerschnitte in Abständen von drei zu drei Jahren. Eine Sinusschwingung des Wurzelquerschnittes soll in 36 Jahren (Brückners Klimaperiode) ablaufen. Die Konstruktion lieferte folgende Resultate:

1. Die ganze Schwankung der Gletscheroberfläche spielt sich in

einem Raume ab, der nach oben von einer idealen Gletscherfläche begrenzt ist, welche zu einem stationären Gletscher mit dem größten Wurzelquerschnitt gehört. Die untere Grenze des Raumes bildet eine ideale Gletscherfläche, die einem stationären Gletscher mit dem kleinsten Wurzelquerschnitt entspricht. Keine von beiden Grenzen wird von der momentanen Gletscheroberfläche in ihrer ganzen Ausdehnung erreicht. An der oberen Grenze gleitet der Rücken der Schwellung mit der vorhin definierten Geschwindigkeit entlang; an der unteren Grenze ebenso die Sohle der Abschwellung. Die Querschnitte, welche dem Rücken der Schwellung und der Sohle der Abschwellung entsprechen, teilen die Zunge in Gebiete, in denen abwechselnd eine Hebung, bzw. eine Senkung der Gletscheroberfläche stattfindet. Unterhalb des Rückens der Schwellung ist Hebung, oberhalb Senkung. Wenn der Rücken der Schwellung das Zungenende erreicht, hat der Gletscher einen Maximalstand und dann findet auf der ganzen Zunge Senkung statt. Wenn die Sohle der Abschwellung an das Ende gelangt, ist ein Minimalstand da und es hebt sich der Gletscher in seiner ganzen Ausdehnung.

2. Maximum der Länge und größter Querschnitt der Wurzel treten nicht gleichzeitig auf; ersteres ist gegenüber dem letzteren verspätet, ebenso wie das Minimum der Länge gegenüber jenem des Wurzelquerschnittes. Die Verspätung des Maximums ist aber größer als jene des Minimums. Der Gletscher wächst langsam und geht rasch zurück. (Bei regelmäßiger Schwankung des Wurzelquerschnittes; im Falle des Vernagt- und des Gliederferners ergaben sich andere Resultate.)

3. Die normale Form des stationären Gletschers hat am Ende selbst eine senkrechte Tangente. Der vorschreitende Gletscher bricht stets mit einer vertikalen Wand ab, deren Höhe mit der Geschwindigkeit des Vorschreitens zunimmt. Die Stirn des rückgehenden Gletschers ist schwach geneigt und läuft dünn aus.

4. Das Maximum des Volumens der Zunge tritt vor dem Erreichen des Längsmaximums auf; ebenso das Minimum des Volumens vor jenem der Länge.

Alle diese, zum allergrößten Teil auch mit der Erfahrung im Einklang stehenden, theoretischen Folgerungen können auch aus Fig. 66 entnommen werden; für diese wurde der Maßstab der y viermal so groß, als der der x genommen und $v = k.y^{1/4}$ gesetzt. Die verschieden schraffierten Flächenstücke stellen die Eismengen dar, welche in je drei Jahren den Wurzelquerschnitt passieren und erscheinen in den folgenden Zungenbildern in der entsprechenden Deformation.

Außer den vorerwähnten Sätzen ergibt die Theorie noch Folgendes:

1. Bei kurzer Dauer der Schwankung und langem Gletscher können auch mehrere Schwellungen unterwegs sein. (Jahreszeitliche Schwankungen.)

2. Mittels mechanischer Quadraturen läßt sich auch der Einfluß der zeitlichen Änderung der Ablation berücksichtigen. Wenn die Ablation mit dem Wachsen des Wurzelquerschnittes abnimmt und umgekehrt, wird nicht nur die Längenschwankung größer, es wird auch die Verspätung der Extreme vermindert, das Minimum wird breiter, das Maximum schmäler.

Denkt man sich unter den Dicken (y) des Idealgletschers die im wesentlichen ähnlichen Querschnitte eines wirklichen Gletschers (oder eines zwischen zwei Vertikalzylindern aus Stromlinien eingeschlossenen Teilgletschers), deren Geschwindigkeit mit einer passenden Potenz n des Querschnittes variieren müßte, dann würde die konstante Ablation des Idealgletschers wegen der in Wirklichkeit nach abwärts zunehmenden Breite einer zunehmenden Ablation des wirklichen Gletschers entsprechen.

Dies die Finsterwaldersche Darstellung in ihren wesentlichsten Zügen. Soll die Theorie auch auf solche Schwankungen Anwendung finden, wie sie der Vernagtferner ausführt, dann muß natürlicherweise an die Stelle der Sinusschwankung für den Wurzelquerschnitt y eine etwas verwickeltere Funktion der Zeit treten, deren Charakter durch die Veränderung der inneren Reibung des Eises beim Eintreten des Deformationsdruckes bestimmt wird.

Elfter Abschnitt.

Eiszeit.

I. Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher der Alpen.
   a) Aufschüttungen im Alpenvorland. Moränen und Schotterfelder. Beweise für wiederholte Vergletscherungen. Vier Eiszeiten. Drei Interglazialzeiten.
   b) Spuren der Eiszeit im Inneren der Alpen. Gletscherschliffe, Kare, Richters Taltrog, Pencks Übertiefung. Vier ineinanderliegende Tröge. Der präglaziale Talboden lag höher als die obere Grenze der Gletscherschliffe.
      Die zentrale Ötztaler Gruppe während der vier Eiszeiten. Der diluviale Ogliogletscher während der vier Eiszeiten. Die präglaziale Gebirgsoberfläche. Erodierte Menge. Transport derselben. Dauer der Erosionsarbeit.

II. Klima der Eiszeiten. Klima der Interglazialzeiten und der Postglazialzeit. Dauer der Postglazialzeit und der Eiszeiten.

III. Spuren der Eiszeit in anderen europäischen Gebieten und außerhalb Europas.

IV. Ursachen der Eiszeit.

I. Die Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher der Alpen.

Es wurde bereits in der Einleitung betont, in welch engem Zusammenhange das Studium der heutigen Gletscher mit all den Fragen steht, welche sich auf die Ausdehnung und Wirksamkeit der großen Eismassen beziehen, die in der Vorzeit von den Gipfeln der Alpen strömten. Wenn nun auch heute die Gletscherforschung ihre eigenen Wege geht und unabhängig von allen geologischen Theorien ihre Ergebnisse zu gewinnen sucht, so ist die Verbindung mit der Glazialgeologie trotzdem eine sehr enge. Sind es doch gerade die heutigen Gletscher, deren genaueste Untersuchung uns allein das Verständnis für das wiederholte Auftreten der Eiszeit, sowie für die bodengestaltenden Wirkungen der ehemaligen Gletscher verschaffen kann.

Da die grundlegenden Erfahrungen über die Eiszeit in den Alpen gewonnen wurden, so werden die Forschungsergebnisse aus diesem Gebiete bei Erörterung der einschlägigen Fragen naturgemäß in den Vordergrund treten.

Der helvetische Minister B. F. Kuhn berichtet (1787), daß weitab von den Grenzen der heutigen Gletscher Moränen liegen, die sich durch

besondere Größe auszeichnen. Gerundete und geschliffene Felsen treten nicht nur in den hintersten Winkeln, nahe an den Zirken, mit denen die Hochtäler abschließen, auf, sondern finden sich in Regionen, die von einer üppigen Flora geziert dem Menschengeschlechte ergiebiges Kulturland bieten. Findlingsblöcke, das sind Gesteinstrümmer, die in der Gegend, in welcher sie sich heute befinden, nicht heimisch sind, lagern in großen Entfernungen von ihren Ursprungsstellen, den im Hochgebirge anstehenden Felsen. Bis weit hinaus ins Alpenvorland, am nördlichen wie am südlichen Saume desselben, sind diese sicheren Spuren ehemaliger Vergletscherung angetroffen worden. Wir wissen, daß durch alle Haupttäler, welche heute der Entwässerung des Alpengebietes dienen, mächtige Eisströme sich auf das Alpenvorland ergossen, die dort zu riesigen, breiten Eisfladen auseinanderflossen. Der Inn- und Salzach-, der Isar-Loisach-, der Iller-Lech-, der Rhein-, der Aar-, der Rhonegletscher überdeckten mit ihren Eismassen mehr als 30000 km² des nördlichen und nordwestlichen Alpenvorlandes. Im Tale der Dora Baltea, des Tessin, der Adda, des Oglio, der Sarca flossen Eisströme bis zur oberitalienischen Ebene ab, die ihre Spuren in mächtigen Zügen von Moränenwällen hinterlassen haben. Es ist auch seit langer Zeit bekannt, daß im Innern der Alpen, in Höhen von 1200, ja 1400 m über den heutigen Talsohlen Gletscherschliffe vorhanden sind, daß dort erratische Blöcke angetroffen werden, die durch Eis verfrachtet wurden. In allen Alpentälern lassen sich die Spuren der ehemaligen Vergletscherung bis in die heutigen Firngebiete hinauf verfolgen.

Welches Bild können wir uns auf Grund der bisherigen Erfahrungen von dem Zustande der Alpen während der großen Vergletscherung machen? Haben die heute schneefreien Grate, welche die Firnfelder umrahmen, und die Kämme ihrer gegen die Haupttäler hin ziehenden Ausläufer auch ehedem als kahle Felsmassen die riesige Schnee- und Eismasse überragt, welche das Gebirge bedeckte, oder hat eine vollständig zusammenhängende Inlandeismasse das ganze Alpengebiet verhüllt?

Waren im Randgebiete nur die Haupttäler von mächtigen Eisströmen erfüllt oder hatten auch die kleinen Nebentäler der Kalkalpen Gletscherbedeckung, die mit der zentralalpinen Eismasse im Zusammenhang war?

Ein kurzer Überblick über die bodengestaltenden Wirkungen der großen Gletscher und über die Ergebnisse der geologischen und morphologischen Forschung im Alpengebiet wird uns zur Entscheidung dieser Fragen verhelfen.

a) Aufschüttungen im Alpenvorland.

Jede Art von Tätigkeit, die wir von den heutigen Gletschern kennen, dürfen wir in entsprechender Vergrößerung auch den diluvialen

Gletschern zuschreiben. Diese mußten also in dem Bereiche ihrer stärksten Bewegung eine bedeutende Erosionsarbeit ausführen; sie mußten als Riesenvehikel auf, in und unter ihrer Masse allen in ihrem Einzugsgebiete produzierten Schutt talab transportieren; sie mußten den gesamten Inhalt ihrer bewegten Moränen im Bereiche abnehmender Geschwindigkeit ablagern und an ihrem Rande und insbesondere am Ende aufschütten. Vor den Gletscherenden mußten die großen Schmelzwasserbäche den Moränenschutt auf weiten Schotterflächen ablagern.

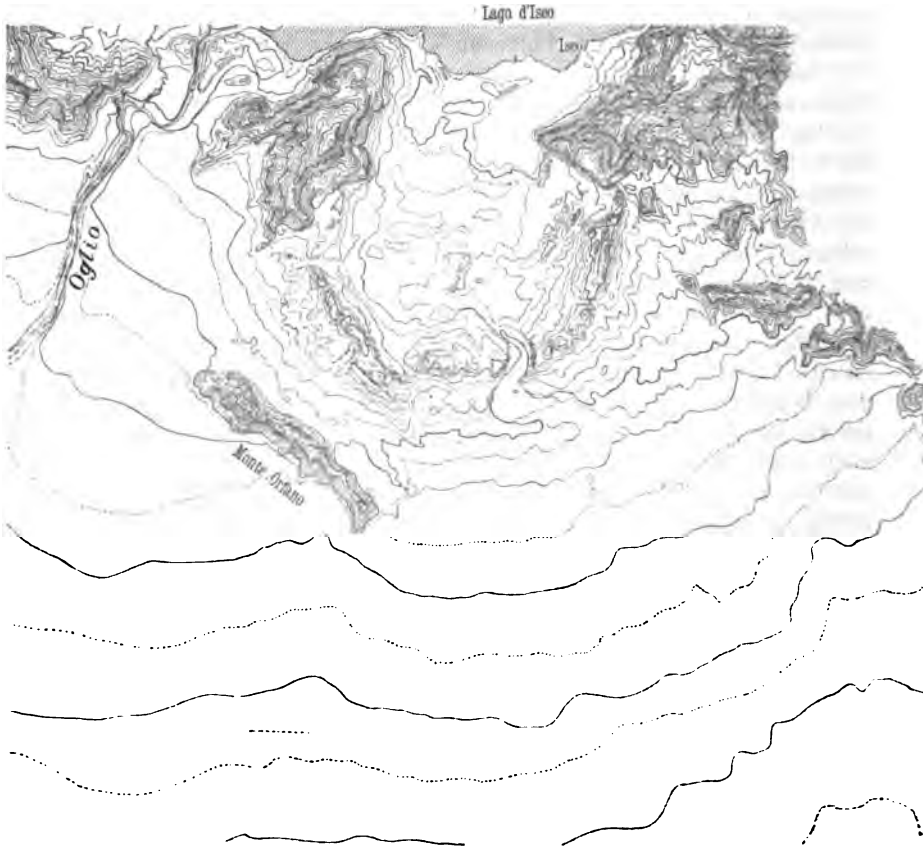
In der Tat sind die Grenzen der alten Gletscher durch mächtige Hügelreihen gekennzeichnet, die überall im Alpenvorlande verfolgt werden konnten. Ihre Eigenschaft als Endmoränen ist außer durch die wallartige Anordnung besonders durch die Eigenart des Materiales festgestellt, aus welchem sie aufgebaut sind. Gerundetes und gekritztes Geschiebe, das aus dem Inneren der Alpen stammt, ist mit kantigen, eckigen Trümmern durch eine Art Zement, der aus feinem Schlamm und gröberem Sand besteht, zu einzelnen Haufen verbunden, die am nördlichen Alpenvorland Höhen von etwa 100 m erreichen.

Diese aneinandergereihten Hügel geben der Endmoränenlandschaft ihr charakteristisches Gepräge. Die Gletscher, welche den Südabhang der Alpen hinabflossen, hatten geringere Ausdehnung als die der Nordseite; sie hatten ein größeres Gefälle, kamen auch in noch tiefere Regionen und konnten wegen der stärkeren Abschmelzung nur wenig über den Alpenrand hinausgreifen. Die von ihnen mitgeführten Schuttmassen mußten deshalb in weniger langen Endmoränen abgelagert werden; da dieselben aber doch recht beträchtlich waren, so wurden jene ringförmigen Hügelreihen von teilweise 300 bis 600 m Höhe gebildet, welche, von den italienischen Geologen nach dem Vorgange von Bartolomeo Gastaldi als „anfiteatro morenico“ bezeichnet, die Südenden der großen Seen umrahmen. Das imposanteste dieser Amphitheater ist das, welches der Gletscher der Dora Baltea im Aostatal erzeugte. Die „Serra d'Ivrea“, ein Berg mit beinahe geradlinig verlaufendem Kamme, steigt bis über 600 m Höhe über Ivrea empor; sie ist nichts anderes als eine Moräne, mit welcher das Amphitheater am linken Ufer der Dora in Verbindung ist. 20 km weit erstreckt sie sich nach Süden; von da an zieht ein weiter, etwas niedrigerer, bei Mazza von der Dora durchschnittener Moränenbogen gegen die rechte Talseite, wo er sich langsam ansteigend mit der rechten Seitenmoräne zum Moränengürtel vereinigt. Innerhalb desselben liegen viele kleinere Seen, wie die von Azeglio, Viverone und Candia, und in deren Nachbarschaft Torfgruben, die ausgetrocknete Seebecken darstellen. Die in der Nähe von Ivrea gelegene Schlucht ist durch eine Hügelkette von härtestem Diorit abgeschlossen, welche prächtige, vielfach ausgekehlte und geschrammte Rundhöcker darstellt.

Ein ausgezeichnetes Beispiel einer Endmoränenlandschaft ist die zwischen Orfano, Monte Cognolo, Monte Alto und dem Iseosee liegende

Hügelkette, welche der ehemalige Oglioglетscher aufgebaut hat. Die Karte, Fig. 67, welche nach der in 1:25000 hergestellten Carta d'Italia des Istituto geografico militare gezeichnet ist, läßt drei konzentrische Ringe von Endmoränenwällen erkennen, deren äußerster der höchste ist; näher gegen den See sind noch zwei Hügelreihen vor-

Fig. 67.



Moränenwälle im Süden des Iseosees.
Maßstab 1:170000. Höhenlinien 20 zu 20 m.

handen, welche zwei weiteren Endmoränen angehören. Man sieht auch, daß das Bett, das sich der Gletscherbach seinerzeit gegraben hat, noch heute im Landschaftsbilde deutlich zum Ausdruck kommt, obgleich der Oglio jetzt an einer anderen Stelle das alte Moränengebiet durchzieht; man erkennt deutlich die Gestalt des Schwemmkegels, der sich an den äußersten Moränenwall angliedert. Die vielfachen Unterbrechungen und die ungleichen Kammhöhen der Hügelreihe sind auf die Aufschüttungen zurückzuführen, welche vom Material der Innen- und Mittel-

moränen stammen, das der Oglio gletscher aus dem Adamellogebiet durch das Val Camonica heranschaffte.

Am Nordrande der Alpen, wo die Eismassen weiter hinaus in die Ebene sich ergießen und ausbreiten konnten, sind die Endmoränen in weniger charakteristischer Form angeordnet; man bezeichnete hier auch das ganze durch mehrere Reihen von Endmoränen bedeckte Gebiet nach E. Desor als „Moränenlandschaft". Die Bezeichnung wurde späterhin etwas allgemeiner angewandt und umfaßt jetzt die durch ihre bogenförmigen Wälle gekennzeichnete „Endmoränenlandschaft" sowie die durch die aufgeschüttete Grundmoräne geschaffenen Hügelformen der Drums oder Drumlins, welche die große Achse ihrer elliptischen Grundrisse in die Richtung der Eisbewegung, also ziemlich senkrecht zu der des Endmoränenkranzes gestellt haben. Sie verleihen der „Grundmoränenlandschaft" das unruhige Gepräge, durch das sie gegenüber anderen Formen der Erdoberfläche ausgezeichnet ist. Die Drumlins, zuerst von L. Agassiz in Amerika beobachtet und als das Werk von Gletschern erklärt, erreichen nicht 100 m Höhe; das Verhältnis ihrer Länge und Breite beträgt ungefähr 1 : 6. Sie sind in Zügen angeordnet, die vom äußeren Rande des Zungenbeckens radial gegen die Endmoränen verlaufen. Auf R. Leuzingers vorzüglicher Reliefkarte von Südbayern und Nordtirol sind Drumlins in den Gebieten des alten Inngletschers zwischen Aibling und Grafing-Wasserburg, solche des Salzachgletschers zwischen Freilassing und Laufen, des Isargletschers zwischen Murnau und Weilheim-Seeshaupt recht deutlich in ihrer langgestreckten Form dargestellt. Die Zungenbecken sind heute teilweise durch die Schotter, welche von den Abflüssen der zurückgehenden Eiszeitgletscher transportiert wurden, ausgefüllt und bilden ausgedehnte, kleine Seen und Torfmoore bergende, ebene Flächen innerhalb der Grundmoränenlandschaft, oder sie sind als größere, die Voralpenseen enthaltende Wannen auch jetzt noch erhalten. So ist vom Zungenbecken des großen Inngletschers, dem späteren „Rosenheimer See", der von Kufstein bis fast nach Wasserburg reichte und ein Zweigbecken in das heutige Mangfalltal entsandte, heute nur noch die das „Weitmoor" und das „Filz" enthaltende Ebene gleicher Ausdehnung vorhanden, während ein Teil des Zungenbeckens, das der durch das Achental nordwärts strömende Zufluß des Inngletschers ausarbeitete, als der heutige Chiemsee noch immer eine bedeutende Senke in der Landschaft darstellt.

Auch die übrigen Seen, welche am Saume der Alpen liegen, gehören dem Zungenbecken diluvialer Gletscher an, und wenn die Wannen derselben auch nicht ausschließlich der erodierenden und aufschüttenden Tätigkeit der riesenhaften Eisströme ihre Existenz zu verdanken haben, so ist doch außer Zweifel, daß die Ausgestaltung der Seebecken wesentlich durch diese Gletscherarbeit erfolgte. Das Becken des 123 m tiefen Würmsees ist nach A. Penck sicherlich während der Eiszeit entstanden; es ist in die miozäne Unterlage, auf welcher die umgebenden Moränen-

gebilde ruhen, noch etwa 60 m eingetieft; sein tiefster Punkt liegt nur etwa 15 m höher als Freising; das ehemalige voreiszeitliche Gefälle müßte also auf der bayerischen Hochebene ein äußerst geringes gewesen sein, da ein Rücksinken des Nordrandes der Alpen nach dem Ansteigen des Miozäns und des Münchener Deckenschotters gegen das Gebirge ausgeschlossen erscheint.

Man hat allerdings in den einzelnen Fällen eine Erklärung dafür zu suchen, daß gerade an den Stellen, welche die Seen einnehmen, eine besonders starke, auswählende Erosion eingetreten ist. Nur in wenigen Fällen ist dieselbe bisher hinreichend sicher gegeben. Doch kann man nach den heute vorliegenden Ergebnissen der Eiszeitforschung, und nachdem eine starke Abtragung an der Sohle des bewegten Eises nachgewiesen ist, erwarten, daß auch für die zweifelhaften Fälle noch bündige Auskunft gegeben wird.

Mehrfache Vergletscherung. Neben den Aufschlüssen, welche die Moränenlandschaft über die Ausdehnung der Gletscherzungen lieferte, die das Alpenvorland einst bedeckten, haben wir sehr wichtige Dokumente über wiederholte Vergletscherung dieses Gebietes aus den Schotterfeldern erhalten, die sich an die Endmoränengürtel anschließen. Seitdem nach A. Pencks Vorgang das Studium der fluvioglazialen Ablagerungen im deutschen und schweizerischen Alpenvorlande eingehender betrieben wurde, seit E. Brückner in dem Gebiete des alten Salzachgletschers ausgezeichnete Hilfsmittel für eine Gliederung des Eiszeitalters in drei Glazial- und zwei Interglazialzeiten fand, hat sich die Lehre von der wiederholten Vergletscherung der Alpen immer mehr Eingang verschafft und heute gehen die Meinungen der Forscher nur mehr über Zahl und Ausdehnung der einzelnen Vereisungen auseinander. Während am Nordrande der Alpen an vielen Stellen Beweisstücke für drei Vergletscherungen aufgefunden wurden, nehmen italienische Geologen für den Südrand des Gebirges meist nur deren zwei an, wogegen fürs Rheingebiet einige Schriftsteller vier bzw. fünf solche ansetzen.

Es konnten seit langem schon die Moränengürtel, welche einem der großen Gletscher ihr Dasein verdanken, nach ihrem Alter in Jung- und Altmoränen geschieden werden. Der Gürtel, welcher mit dem vorgelagerten Schotterfelde und dem talaufwärts gelegenen Zungenbecken die jüngste „glaziale Serie“ bildet, sieht frisch aus; seine Moränenwälle bilden, sich bald aneinander anschmiegend, bald sich voneinander entfernend, die eigentliche Moränenlandschaft. Bei den älteren Gürteln sind die Formen nicht mehr so charakteristisch erhalten und um so mehr verwaschen, je älter die Moränenzüge sind. Nur die petrographische Beschaffenheit erlaubt für sie eine Trennung der einzelnen Moränen.

Auch in den einzelnen Schotterfeldern, den Gebieten der fluvioglazialen Ablagerungen, macht sich das Altern der Formen geltend,

jedoch weit weniger als in den Moränen. Da die Schotter in hohem Maße wasserdurchlässig sind, unterbinden sie die modellierende Tätigkeit des auf sie fallenden Wassers und deshalb behalten sie ihre Oberflächenformen besser als die Moränen, welche meist wasserundurchlässig sind. Die Niveaus der einzelnen Schotterablagerungen lassen sich deswegen gut verfolgen und deshalb ist die Trennung der glazialen Formationen verschiedenen Alters gerade mit Hilfe der Schotterniveaus am besten durchzuführen, wenngleich auch die Altersbestimmung der einzelnen Schichten, die auf gleichartige Weise entstanden und daher bis auf einen verschiedenen Grad der Verwitterung gleiches Aussehen haben, nicht immer leicht ist. Wo die übereinanderliegenden Schotterfelder durch Zwischenbildungen getrennt sind, die ihrer Entstehung gemäß auf andere klimatische Verhältnisse verweisen, als sie zur Zeit der Ablagerung der glazialen Serien geherrscht haben, da war allerdings die Unterscheidung älterer und jüngerer Glazialschotter ohne besonders große Schwierigkeiten durchzuführen. So finden sich in den durch die Glazialforschung berühmt gewordenen Steinbrüchen bei Höllriegelsgreuth, südlich von München, drei Schotterlager übereinander. Die 15 m dicke unterste der „Münchener Deckenschotter" ist durch eine 0,3 m dicke Lößschichte von der nächsten, dem 10 bis 15 m mächtigen „Hochterassenschotter" getrennt, und auf diesem liegt, durch Färbung und geringere Festigkeit von ihm unterschieden, eine 5 bis 10 m starke Schicht des Niederterrassenschotters. Die Diskordanz zwischen den beiden oberen Schichten, sowie die Zwischenlagerung des Löß, eines verwitterten zähen Lehms, zwischen die beiden untersten zeigen, daß die Ablagerung der ganzen Schotterformation mindestens zweimal durch längere Zwischenzeiten unterbrochen war.

Dieselbe Trennung dreier „Glazialzeiten", während deren Schotterfelder entstanden, durch zwei Interglazialzeiten, ist am Nordrande der Alpen noch vielfach festgestellt worden und einzelne Beobachtungen in den Schotterfeldern von Bayerisch-Schwaben machen es wahrscheinlich, daß vor der Ablagerung des Münchener Deckenschotters bereits eine Vergletscherung des Alpengebietes stattfand, so daß also, nach Penck, auf dessen Ausführungen sich die vorstehenden Darlegungen stützen, viermal eine Vereisung des Alpenvorlandes eingetreten war.

Die sorgfältigen Untersuchungen der einzelnen zu einem und demselben Schlottergebiet gehörigen glazialen Serien haben ergeben, daß während der verschiedenen Eiszeiten vielfach kleinere Schwankungen der Gletscher stattfanden. Wenigstens konnten solche durch Penck und Brückner für die letzte Eiszeit und die Übergangszeit zur Gegenwart nachgewiesen werden.

Während des Rückzuges der großen Gletscher wurden natürlich die Täler zu Moränengebieten und während der Unterbrechungen des Rückzuges durch stationäre Gletscherstände, die auch kleineren Vorstößen entsprechen können, mußten sich hier End- und Ufermoränen

ablagern. Solche postglaziale Moränen wurden an vielen Stellen der Alpentäler gefunden und durch näherungsweise Bestimmung der zugehörigen Schneegrenzhöhe und der gleichgroßen Depression derselben gegenüber der heutigen Schneegrenze konnten die zuletzt genannten Forscher für die verschiedenen Teile der Alpen einzelne (4) Rückzugsstadien der Vergletscherung angeben.

Auf ein Ergebnis von besonderer Bedeutung, das durch das Studium der fluvioglazialen Ablagerungen erhalten wurde, sei noch verwiesen. Die vier Schotter des Alpenvorlandes konnten bis unmittelbar an den Eintritt der Donau in das boische Massiv bei Pleinting in Niederbayern verfolgt werden. Der Durchbruch der Donau durch das Urgestein beginnt mit einem trichterförmigen Taleingang, der sich von 15 km bei Straubing, 10 km bei Osterhofen bis auf 600 bis 800 m bei Pleinting verengert. Der Durchbruch erweist sich älter als die glazialen Ablagerungen; die Wasser, welche den Terrassenbau Schwabens und die schiefe Ebene Münchens bildeten, fanden ihn bereits vor und haben ihn nur wenig vertieft. Damit ist die geringe Veränderlichkeit der Erosionsbasis für einen großen Teil des Alpenvorlandes festgestellt. Nicht die leiseste Schichtstörung kann seit der Eiszeit in den Kalkalpen eingetreten sein; sonst wäre die Regelmäßigkeit der Gefällentwickelung der Niederterrassen bei Hieflau, Steyr und Altmark gestört, oder mindestens beeinträchtigt. Die genaue Verfolgung der Deckenschotter vom Vorlande bis in die Flyschzone hinein ergab auch an der Grenze beider nicht die geringste Störung des Gefälles.

Seit Beginn des Eiszeitalters können sich also die Alpen nicht über ihr Vorland gehoben oder gegenüber demselben gesenkt haben (Penck).

b) Spuren der Eiszeit im Innern der Alpen.

Rundformen. Bis hinauf in die heutigen Gletschergebiete lassen sich die Spuren der alten Gletscher nachweisen. Zahlreiche Rundhöcker, die sich wenig auffallend der Talszenerie anschließen, deutliche Gletscherschliffe und alte Gletschermühlen, Reste von Ufermoränen und erratische Blöcke, die hoch über der heutigen Talsohle liegen, kennzeichnen das Erosionsgebiet der diluvialen Eisströme in den äußeren Teilen der großen Täler. In den hochgelegenen Gebieten des Gebirges treten zu diesen Merkmalen noch einzelne Gruppen von Landschaftsformen, deren Entstehen auf die Tätigkeit des bewegten Eises zurückzuführen ist. Im Urgestein, das die zentralen Teile der Alpen bildet, sind die Schliffe, die gerundeten Felsen, vielfach sehr gut erhalten und die obere Grenze, bis zu welcher die Bearbeitung des Gesteins durch die Gletscher und den unter ihnen transportierten Schutt erfolgte, läßt sich ziemlich genau angeben. Diese Schliffgrenze, oberhalb deren die zackigen Formen

der Grate herrschen, welche die Verwitterung hervorbrachte, ist auch in den besseren neuen Hochgebirgskarten ohne Schwierigkeit zu finden, denn die Scheidung zwischen ganz verschiedenen Felsformen, die an ihr auftritt, ist so auffallend, daß die Topographen sie nicht übersehen können und sie, wenn auch in verschiedener Weise, in den Karten zur Darstellung bringen. Unterhalb der Schliffgrenze zeigt das weniger verwitterte Gestein rundliche Formen, die auch auf den Kämmen zwischen zwei Tälern noch so deutlich hervortreten, daß A. Penck für solche gerundete Bergrücken, die unterhalb der Schliffgrenze verlaufen, die besondere Bezeichnung „Rundling" vorgeschlagen hat.

Kare. An den Berghängen, welche über die Schliffgrenze emporragen, finden wir vielfach nischenartige Eintiefungen, die voneinander durch Grate, welche ungefähr senkrecht zur Talrichtung verlaufen, getrennt sind. Im Gebiete der jetzigen Gletscher sind diese Nischen, die Kare, mit kleinen Gletschern oder auch mit Firnflecken ausgefüllt. Im Bereiche der ehemaligen Vergletscherung, oder auch schon in größerer Entfernung von den heutigen Gletschern, fehlt diese Ausfüllung; aber die Anordnung des geschrammten Schuttes, das Vorhandensein eines flachen Bodens, der dem Kar die Gestalt eines gegen das Tal geöffneten Beckens mit steilen Wänden verleiht, haben schon Gastaldi (1873) und A. Helland (1874) veranlaßt, die Entstehung der Kare auf die erodierende Wirkung des Eises zurückzuführen. Seitdem hat diese Ansicht durch die Arbeiten von J. Partsch, A. Geistbeck, A. v. Böhm und vor allem durch die ausgezeichneten Untersuchungen E. Richters wesentliche Unterstützungen erfahren, so daß heute nur noch über den eigentlichen Mechanismus der Karbildung durch das bewegte Eis die Meinungen etwas auseinandergehen. Während Helland der Erosion auf dem Boden des Kares die Hauptwirkung zuschreibt, findet Richter die eigentliche Ursache der Bildung dieser Hohlformen in der Verwitterung ihrer Wände. Der Einfluß der Verwitterung ist sicher nicht zu vernachlässigen. Die von Richter gezeichneten Karlängsschnitte zeigen deutlich genug, daß die Erosion auf der Sohle des Kargletschers nicht ausreichend ist zu einer befriedigenden Erklärung. Wo ein Gebirgskamm auf beiden Flanken Kare trägt, von denen sich die oberen Ränder der Rückwände berühren, zeigt sich augenfällig, daß der Kamm eine wesentliche Verschmälerung erfahren hat und daß durch die fortschreitende Verwitterung der Rückwände an diesen eine beständige Erniedrigung des Gebirgskammes stattfindet (vgl. Fig. 68, die Kare am Nederkogl). Die Gipfel, von denen die Rippen auslaufen, welche die Seitenwände der Kare bilden, werden infolge dieser Verwitterung immer mehr als isolierte Erhebungen über ihre in beständiger Tieferlegung begriffene nächste Umgebung emporragen.

Für die Karbildung ist die Neigung des Gehänges sehr wesentlich und nach Richters (statistischer) Ermittelung darf der Neigungswinkel den Betrag von 31° nicht überschreiten, da sonst selbst bei

der größten Steilheit des oberen und unteren Hanges, das ist der Karrückwand und dem unter der Schliffgrenze liegenden Teil des Tales, kein Raum für einen Karboden geschaffen werden kann.

Sehr häufig finden sich die Karböden durch kleine Seen ausgefüllt. Wir schreiben das Vorhandensein dieser Seen der Erosionstätigkeit des Eises zu. In einzelnen Fällen ist die Wannenform des Seebeckens nicht durch Erosion allein entstanden, sondern der untere talwärts liegende Wannenrand durch eine kleine, vom Kargletscher abgelagerte Endmoräne gebildet; auch hier ist also die Tätigkeit des Gletschers für die Erzeugung des Seebeckens verantwortlich zu machen. Wo die Kare fehlen, sind auch Hochseen nicht mehr vorhanden. In den Niederen Tauern hat die Seen- und Karregion eine Höhenlage von 1800 m; in der Ötztaler Gruppe liegt der Gürtel der Kare und Hochseen bei 2200 m. In ganz gleichem Maße ändert sich die Lage der Schliffgrenze.

Trogformen. In seiner Abhandlung „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen" beschreibt E. Richter außer den Karen noch eine andere Erosionsform, die in den Hochtälern am deutlichsten zu sehen ist, den Taltrog, auf welchen er zuerst die Aufmerksamkeit der Forscher lenkte. Er ist eine in die Täler eingesenkte Vertiefung von ◡förmigem Querschnitte. Etwa 200 bis 300 m über der Talsohle steigert sich die Neigung des Gehänges, so daß der Talboden beiderseits von Felswänden begleitet wird. Dieser in die Talfurche eingeschaltete Trog, der auf allen besseren Karten der Gletschergebiete deutlich sichtbar ist, hat seine beiden Ränder in fast gleichem Niveau; dieselben verlaufen im allgemeinen parallel der Talsohle. Herabrinnende Bäche zerschneiden sie in einzelne bastionartige Stücke, wodurch aber der Charakter der zusammenhängenden Ränder nicht verwischt wird.

Die Bildung dieses ◡förmigen Teiles der Täler kann nur auf die Wirkung des Eises zurückgeführt werden. Der ins Tal eingelagerte Gletscher greift bei seiner Bewegung die Vorsprünge und Unregelmäßigkeiten des Talweges stärker an, als die zurücktretenden Partien seines Bettes und bringt dieses in die Gestalt einer halbzylindrischen Rinne (Richter).

Nach unseren Ausführungen über die Bewegung des Gletschers und die damit verbundene Erosion muß die stärkste Bearbeitung des Talbodens da eintreten, wo die Geschwindigkeit des Eises am größten ist. Dies ist in der Mitte des Eisstromes der Fall; an den Seiten ist die Erosion geringer, deshalb werden die Wände unterschnitten. Richter schreibt, in richtiger Würdigung der mechanischen Bedingungen der Erosion, die Bildung des Taltroges nicht den eiszeitlichen Gletschern zu, welche bis zur obersten Schliffgrenze das Tal erfüllt haben, sondern einem postglazialen Gletscher von weit größerer Ausdehnung, als sie die gegenwärtigen Gletscher besitzen. Er ist der

Meinung, daß sich die Trogränder in den Haupttälern nicht deutlich verfolgen lassen.

Penck und Brückner gelang es jedoch, den Zusammenhang der Taltröge mit der von Penck als Übertiefung bezeichneten Erscheinung in den Haupttälern nachzuweisen. Die kleineren Seitentäler, in denen Gletscher von vergleichsweise geringer Masse lagerten, haben fast durchweg höher gelegene Sohlen als die großen Haupttäler, in die sie einmünden. Diese waren von den vereinigten Eismassen eines riesigen Sammelgebietes erfüllt; die erodierende Arbeit der letzteren war eine sehr kräftige, die Täler wurden tiefer und immer tiefer eingeschnitten und heute stürzen aus den höher mündenden Seitentälern die Bäche über Stufen, reizvolle Wasserfälle bildend, in die übertieften Haupttäler herab. An vielen Stellen ist die Grenze der Gehängeoberfläche gegen die Übertiefung durch einen auffallenden Gefällwechsel bemerkbar und bildet die Fortsetzung von den Rändern der Tröge in den Hochtälern. Die Trogränder lassen sich in den Querprofilen recht deutlich erkennen und mit einem Gefälle, das dem des Talbodens annähernd gleich ist, in die Haupttäler verfolgen, wo sie mit dem Rande der Übertiefung zusammenfallen. Die Übertiefung ist der Teil des Talquerschnittes, welcher durch Eiserosion entstanden ist, sie ist die gewaltige Spur, die das in seinen axialen Teilen am stärksten bewegte Eis der alten Gletscher in sein Bett eingegraben hat. Oberhalb des Trograndes beginnt, bis hinauf zu den höchsten Spuren der Vergletscherung, den obersten Rundhöckern, sich ausdehnend, das „präglaziale" Tal.

Dieser Ansicht, welche in A. Penck: „Alpen im Eiszeitalter" zum Ausdruck kommt, liegt die bisher fast allgemein verbreitete Anschauung zugrunde, daß die Talform in ihrer wesentlichen Gestalt vor der Eiszeit dieselbe war, wie wir sie heute beobachten und daß ein Eisstrom von stellenweise 1400 m Dicke das ganze Tal erfüllte, der die seitlichen Hänge nur sehr wenig, den Boden des Tales aber sehr stark angenagt hat. Wäre insbesondere der letzte Teil der Anschauung richtig, so müßte an den Trogrändern eine sprungweise Änderung des Erosionsbetrages eingetreten sein, und nur der unterste übertiefte Teil des Tales hätte die Trogform erhalten, welche wegen der kontinuierlichen Zunahme der Erosionsgröße mit der Geschwindigkeit und deshalb mit der Eisdecke für das ganze Tal zu erwarten wäre.

Ich konnte keinen Grund finden für die sprungweise, nicht kontinuierliche Änderung des Erosionsbetrages und für die große Regelmäßigkeit, mit welcher dieser Sprung während der viermaligen Vergletscherung, die die Alpen durchmachten (vgl. S. 359), immer in demselben Niveau erfolgen sollte. Eine genaue Prüfung der Profile des Rofentales, welche ich nach der Simonschen Karte der Ötztaler Alpen (1 : 50000) zeichnete, ergab mir Aufschlüsse, welche ich für geeignet halte, das Rätsel des Taltroges zu lösen. Es zeigen sich in diesen Profilen nämlich nicht

nur ein Paar korrespondierender Gefällsknicke an den beiden Talflanken, sondern deren drei. Ungezwungen fügen sich in den Profilquerschnitt Linien ein, welche alten Talböden ungefähr entsprechen können, von denen die schwachen Ansätze an den Gehängen erhalten geblieben sind. Besonders deutlich treten die drei Paar Gefällsknicke auf, wenn die Profile längs der Felsrippen geführt werden, welche, zwei Wasserrinnen trennend, ungefähr senkrecht zur Talrichtung verlaufen. Fig. 68 gibt eine Darstellung eines solchen Profiles. Es liegen vier Tröge ineinander, deren unterster der Richtersche, die Penckscbe Übertiefung ist; die oberen erhalten immer flachere Wände, so daß, wenn man die Gefällsknicke übersieht, die Neigung der Talwandung von unten nach oben allmählich abzunehmen scheint; erst über der Schliffgrenze, über welcher auch während der Vergletscherung die Verwitterung stellenweise modellieren konnte, zeigen sich wieder stärker geneigte Gehängepartien.

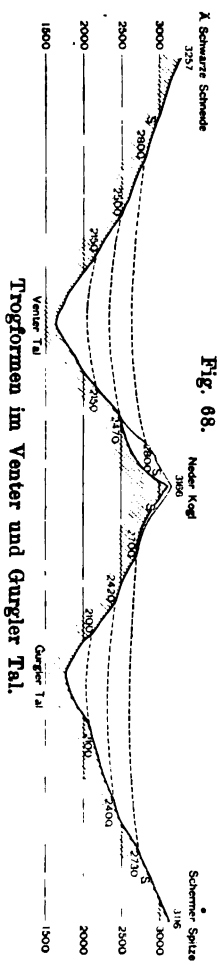


Fig. 68.

Trogformen im Venter und Gurgler Tal.

Der Querschnitt der vergletschert gewesenen Hochgebirgstäler erscheint also auf den ersten Blick \/ förmig und das ist wohl der Hauptgrund, weshalb man die Ausarbeitung der Täler fast ausschließlich der Tätigkeit des Wassers zuschrieb und die erodierende Arbeit des Eises als geringfügig betrachten zu müssen glaubte; denn der eine Riesengletscher, der das Tal von oben bis unten erfüllt haben soll, hätte ja bei ausgiebiger Erosion einen einzigen großen Trog schaffen, das Tal ∪förmig ausgestalten müssen.

Die drei Paar Gefällsknicke lassen sich bis hinaus ins Ötztal und weiter durchs Inntal verfolgen und zeigen ein Gefälle, das sich von oben nach unten immer mehr dem der heutigen Talsohle nähert.

Im Stubaital, in der Brennerfurche, im Gebiete der Zillertaler Alpen und im Ferwall, überall fand ich die Profile der Täler von derselben Eigenschaft wie in Fig. 68, überall ergaben sich vier ineinander liegende Trogformen und die Ränder der Tröge besitzen für die einzelnen Täler einen zur Talsohle fast parallelen Verlauf; sie schließen sich in allen Fällen genau an die für das Inntal gefundenen Trogränder an.

Auch für das Rhonegebiet, für Ober- und Unterengadin, sowie für die Umgebung des Galdhöppigen in Norwegen und das Baksantal im Elbrusmassiv erhielt ich aus den besten verfügbaren Karten das gleiche

Resultat, die vier ineinander geschalteten Trogformen. Dieselben sind demnach eine allgemeine Erscheinung in den ehemals vergletscherten Hochgebirgstälern.

Nun ist klar, daß auf den fast senkrecht zur Talrichtung verlaufenden Rippen, längs deren die Profile gelegt wurden, das rinnende Wasser keine derartigen Formen erzeugen konnte. Wir können die eigenartige Gestaltung dieser Rippen nur als die Lapidarschrift ansehen, in welcher die alten Gletscher ihre Spuren in das festere Gestein dieser Rippen eingegraben haben. Wasserwirkung und spätere Vergletscherungen zerstörten die vom Eis geschaffenen Trogwände in den zwischen den Rippen gelegenen Teilen des Gehänges und schufen dort neue Hohlformen (Kare), von denen die ältesten sich zu Seitentälern entwickeln konnten.

Betrachten wir den Richterschen Trog, den untersten der vier aufeinander folgenden, als das Erzeugnis eines Gletschers, so werden wir für die drei anderen ebenfalls annehmen müssen, daß sie der Erosionswirkung strömenden Eises ihr Dasein verdanken. Aber, ein wesentlicher Unterschied gegenüber der bisher geltenden Meinung, wir können die Schaffung der vier Tröge nicht Gletschern zuschreiben, welche die Täler von unten bis oben erfüllten, sondern müssen annehmen, vier Gletscher von stellenweise 300 bis 500 m Dicke haben nacheinander ihr Bett derartig bearbeitet, daß der präglaziale Talboden, der höher als die oberste Schliffgrenze lag, in den heutigen Talboden übergeführt wurde. Die Profile ergeben nämlich durchweg, daß die Schliffgrenze in den Boden des obersten der vier Tröge fällt.

Für das Sammelgebiet des alten Inngletschers ergibt sich, daß die präglaziale Talsohle im Inntal von über 2000 m bei Schwaz bis zu mehr als 2500 m Höhe bei der Einmündung des Ötztales anstieg und in diesem letzteren bis zu mehr als 3000 m sich erhob. Gegen die heutigen Firnfelder hin verläuft nämlich die obere Grenze der Gletscherschliffe fast genau so hoch oder doch nur wenig höher als die Firnlinie; sie senkt sich dem Tal entlang herab bis zu 2500 m Höhe und ist auf der Karte vielfach recht deutlich festzustellen als die Grenze zwischen den gerundeten und den zackigen Formen, welche die vielen Grate aufweisen, die von den höchsten Gipfeln annähernd senkrecht zur Talrichtung herabziehen. Die Grate, die nur von wenigen Gipfeln um geringes überragt werden, liegen so, als ob sie die Reste einer Denudationsfläche wären, welche ehedem die Oberfläche des Gebirges bildete. Das lehren die aufeinander folgenden Profile des Ötz- und Inntales ebenso, wie sich jedem diese Anschauung aufzwingt, der von einem beherrschenden Gipfel seinen Blick in die nähere und weitere Umgebung schweifen lassen kann; das Meer von Gipfeln das er übersieht, erweckt den Eindruck, als ob jeder derselben nur eine unbedeutende Erhebung wäre über eine ungeheure, fast ebene Fläche (Peneplain), die nur in unmittelbarer Nähe

des Beobachters einige Eintiefungen erhalten hat, in welche die glitzernden Massen der Firne und Gletscher eingelagert sind und die sich in die benachbarten Täler fortsetzen. Dieses Denudationsniveau können wir als dasjenige ansehen, auf welches das längs weniger flacher Mulden abfließende Eis der ersten Vergletscherung die präglaziale Gebirgsoberfläche abgetragen hat, nachdem es die schmalen, cañonartigen Wasserrinnen verbreiterte, in denen die Niederschlagsmengen vor der Eiszeit dem Rande des Gebirges zustrebten.

Auf die erste Vergletscherung müßte eine Periode gefolgt sein, während deren die Alpen bis zu demselben Grade oder noch mehr eisfrei waren wie gegenwärtig. In dieser „ersten Interglazialzeit" modellierte das Wasser die vorher vom Eise gescheuerte Gebirgsoberfläche weiter. Schon während des Rückganges der Vereisung trat in den Randgebieten kräftige Wassererosion ein; es bildeten sich in den flachen Mulden der Gletscherbetten neue Rinnen; auch an den Seitenwänden konnte, da sich ihr Gefälle gesteigert hatte, das Wasser seine Zerstörung beginnen und in demselben Maße, in welchem das Eis an Gebiet verlor, machte die Wassererosion Fortschritte, entstanden bis in die hintersten Winkel der Täler neue Schluchten im Fels.

Der Eintritt einer kälteren und feuchteren, sehr langen Klimaperiode veranlaßte ein neues Anwachsen der Gletscher, welche ihre Unterlage bearbeiteten. Da, wo die günstigsten Angriffsbedingungen gegeben waren, setzte die Eiserosion zuerst ein; es wurde das Rinnsal des Gletscherbaches verbreitert; die alte Gebirgsoberfläche wurde zerstört und tiefer gelegt und eine Verbreiterung des ehemaligen Bachbettes erzielt, so daß schließlich der ganze Eisstrom bis fast oder ganz hinauf zu seiner Oberfläche in dem neu geschaffenen Bette von ∪förmigem Querschnitt lag. Die Talwände erhielten die Unterschneidung, welche sich uns als die an der Schliffgrenze liegende zeigt; der ganze Gletscheruntergrund wurde von Ungleichförmigkeiten befreit, welche die vorausgehende Wassererosion geschaffen hatte und auf ein viel niedrigeres Niveau (vgl. Fig. 68 zweite punktierte Linie von oben) ausgetieft. Es wurde der flache Trog geschaffen, dessen oberste Ränder nahe an der oberen Grenze der Gletscherschliffe liegen; und zwar geschah die Bildung dieses Troges vom Innern des Hochgebirges nach außen zu. In den zentralen Teilen lagerte das Eis während des Rückzuges der ersten Vergletscherung am längsten; hier konnte also auch seine erodierende Wirkung lange anhalten und trotz der geringeren Geschwindigkeit einen Abtrag liefern, der dem in den Haupttälern, in welchen sich große Eismassen rascher bewegten, fast gleich kam. Hier trat auch bei Eintritt der neuen Eiszeit die nagende Tätigkeit der Gletscher zuerst wieder auf. Fügen wir hinzu, daß höchst wahrscheinlich das Anwachsen der Vergletscherung nicht gleichmäßig erfolgte, sondern durch längere Zeiträume geringerer Vereisung unterbrochen wurde, daß also Gletscherschwankungen, wie sie in der Gegenwart beobachtet werden, von gleicher

und auch von größerer Periode stattfanden, so wird uns der Mechanismus der Trogbildung begreiflich. Da während der eisfreien Periode das Wasser in der Mitte des Tales eine Vertiefung schuf, bereitete es die durch das vorschreitende Eis ausgeführte verstärkte Aushobelung des axialen Talgebietes recht günstig vor. Die Verwitterung in dem zeitweilig eisfreien Gelände vor dem Gletscher unterstützte die Wasserwirkung kräftig.

Der zweiten Eiszeit folgte eine zweite Interglazialzeit. Wieder begann am Rande des Gebirges zuerst das Wasser seine erodierende und schuttbefördernde Wirksamkeit und die durch das bewegte Eis erzeugten monotonen Formen der steiler gewordenen Talgehänge erhielten neue, vielgestaltige Änderungen durch die Wasserläufe, die nun, wegen der größeren Neigung, in größerer Zahl als früher von den Graten dem Tale zueilten.

In der folgenden dritten Eiszeit spielten sich dieselben Vorgänge neuerdings ab, wie sie oben für die zweite Vergletscherung skizziert wurden, mit dem einzigen Unterschiede, daß der Bereich der glazialen Erosion gegen früher bedeutend eingeschränkt erscheint, da die vorausgegangenen Eisströme in Abwechselung mit dem Wasser eine bedeutende Tieferlegung des Talbodens zustande gebracht haben. In gleichem Maße wurde aber auch die Firnfläche reduziert, denn nun reichte eine weit geringere Oberfläche hinauf in die Region des ewigen Schnees als zuvor.

Auf die dritte Eiszeit folgte eine neue Interglazialzeit und diese wurde von einer vierten Vergletscherung abgelöst, während welcher das Eis in dem untersten Trog abfloß und das Vorland der Alpen zum vierten Mal überdeckte. In dieser Zeit und der darauf folgenden eisfreien Periode, die wahrscheinlich bis zur Gegenwart reicht, erhielten die Alpentäler die Gestaltung, in welcher sie sich uns präsentieren.

Es lassen sich nur drei glaziale Talböden ohne Mühe in allen Profilen einschalten und durch Haupt- und Nebentäler verfolgen. Sie stehen, wie bemerkt, allenthalben in gutem Zusammenhang und zeigen in den verschiedensten Teilen der Alpen nahezu dieselben relativen Abstände. Die Profile der Täler erhalten durch sie eine Teilung, die fast einer äquivalenten Abbildung der Profile höher gelegener Talstrecken entspricht.

Das System der viermaligen Vergletscherung, auf welches uns die Gehängeformen des Hochgebirges verweisen, ist in völliger Übereinstimmung mit den Ergebnissen der geologischen Forschungen aus dem Ablagerungsgebiet der alten Gletscher, welche im vorausgehenden Kapitel dargelegt wurden und nach A. Penck und E. Brückner sich folgendermaßen zusammenfassen lassen.

„Von der älteren, der „Günzvergletscherung", wurden nur Spuren in Bayerisch-Schwaben festgestellt; sie war nach dem Wenigen, das bisher über sie bekannt ist, etwa in den Grenzen der jüngsten Vorland-

vergletscherung gehalten und ihre Moränen wurden nirgends maßgebend für die Oberflächengestaltung des Landes. Die Moränen der zweiten, der „Mindeleiszeit", sind ganz verwaschen. Sie werden an einzelnen Stellen im Gebiete des Isar- und des Lechgletschers von denen der dritten Eiszeit, der „Rißvergletscherung", überschritten, während im östlichen Alpenvorlande, im Krems-, Traun- und Salzachgebiete, die äußersten Moränen der Mindeleiszeit angehören. Beim Inngletscher, in der Mitte zwischen den westlichen und östlichen Gletschergebieten, treten auf der Ostseite die Mindelmoränen, auf der Westseite die Rißmoränen an die äußere Grenze der Vergletscherung. Die vierte Eiszeit endlich, die „Würmvergletscherung", trat allenthalben in geringerer Ausdehnung auf, als ihre beiden Vorgängerinnen."

Es fällt nicht schwer, für die verschiedenartige Ausdehnung dieser vier Vergletscherungen des Alpenvorlandes die Gründe aus der Oberflächengestaltung des Innern der Alpen während der vier Eiszeiten annähernd anzugeben. Während der Günzvergletscherung war der größte Teil des Alpeninneren hochgelegen und Firngebiet. Am Rande der Alpen stürzte das bis dahin langsam bewegte Eis rasch über steile Hänge ab und verfiel wegen des verhältnismäßig geringen Betrages der aus dem Nährgebiet nachdrängenden Masse einer raschen Aufzehrung durch die Abschmelzung, ohne ein besonders ausgedehntes Gebiet bedecken zu können.

Während der Mindel- und Rißvergletscherungen waren die Neigungsverhältnisse im Firngebiet bereits wesentlich günstiger, so daß trotz der geringer gewordenen Firnfläche die Geschwindigkeit des Eises eine beträchtlichere wurde und auch die Vorlandvergletscherung ein größeres Gebiet umfassen konnte.

Während der Würmvergletscherung war jedoch die den Alpen entströmende Eismenge wesentlich geringer als früher, da schon eine große Anzahl der Seitentäler Gletscher barg, die etwa von der Ausdehnung der heutigen waren und sich den großen durch die Haupttäler abfließenden Eisströmen nicht mehr oder doch nur unvollkommen anzuschließen vermochten.

Der von E. Richter zuerst einer näheren Untersuchung gewürdigte Trog der ehedem vergletscherten Hochgebirgstäler ist nach der vorausgehenden Darstellung ein verhältnismäßig junges Gebilde und deshalb noch in vielen Fällen unverkennbar als eiszeitliches Dokument erhalten. Aber er ist doch durch die Wassererosion meistens sehr stark mitgenommen und besonders in den weiten Tälern nicht sehr auffallend; er wurde auch lange genug nicht beobachtet. Die Trogformen der früheren Vergletscherungen können naturgemäß um so weniger konserviert sein, je älter sie sind. Doch sieht man in vielen Abbildungen, daß der Trog der Würmvergletscherung in den der vorausgehenden eingeschnitten ist und in einer Reihe der Panoramen, welche den Jahrbüchern der alpinen Vereine beiliegen, sieht man auch ver-

Fig. 69.

Heß, Die Gletscher. Friedr. Vieweg & Sohn.

Mer de Glace vom Montanvert.

Tr = Trogrand der Rißeiszeit. Tw = Trogrand der Würmeiszeit.

Nach einer Photographie von Gebr. Wehrli, Kilchberg bei Zürich.

Fig. 70.

Friedr. Vieweg & Sohn.

Kapruner Tal von der Schmittenhöhe.

Nach einer Photographie von Würthle & Sohn in Salzburg.

einzelt deutliche Spuren des Troges der Mindeleiszeit. Das Bild Fig. 70 ist das einzige, welches ich bisher fand, in dem wenigstens an zwei Rippen der gegenüberliegenden Talgehänge (zwischen Gr. Wiesbachhorn und Kitzsteinhorn) die vier ineinanderliegenden Trogformen ziemlich gut ausgebildet erscheinen. Recht deutlich sieht man auf beiden Talseiten den Trograud der Würmvergletscherung und den darüber verlaufenden Trog der Rißeiszeit in dem beigegebenen Bilde vom Mer de Glace (Fig. 69). Eine vorzügliche Darstellung der vier Tröge bietet das von G. Töni aufgenommene Panorama der Weißkugel. Das Langlauferer Tal und das Schnalser Tal zeigen hier wunderschön, aber leider nur je von einer Seite, die drei Trogränder.

Das Alpenrelief während der Eiszeiten.

Welches Aussehen die Alpen in den einzelnen Glazialzeiten boten, das läßt sich auf Grund der Trogformen, wenn ihre Ränder allenthalben bestimmt sind, annähernd in Karten ausdrücken. Für die zentrale Ötztaler Gruppe habe ich nach der Simonkarte Skizzen gezeichnet, die ein ungefähres Bild von dem Maße der Eisbedeckung geben, das während der vier Vergletscherungen in diesem Gebiete herrschte. Bei der Konstruktion dieser Skizzen wurde vorausgesetzt, daß die Trogränder wohl die Grenzen der stark bewegten Teile der Eisströme, aber nicht notwendigerweise die der Eisströme selbst angeben müssen (vgl. Fig. 17, S. 124), daß also die seitlichen Ränder der alten Gletscher, hier der Firnzuflüsse, wohl etwas über den ermittelten Trogrändern verlaufen konnten. Die jetzt noch mit kleinen Gletschern erfüllten Kare mußten auch während der letzten großen Vereisung ausgedehntere Gletscher bergen, die sich zum Teil mit dem Hauptstrome vereinigten. Die flacheren Gehänge waren mit Firn bedeckt und nur die steilen Felspartien an den Rippen zwischen den Karen waren schneefrei. Da auf der Simonkarte die Schliffgrenze ziemlich gut zu verfolgen ist, so waren durch die Höhenangaben über derselben eine ganze Anzahl von Punkten bekannt, welche den Verlauf der Höhenlinien in der Nähe der Grate bestimmten, während für die breiten Talböden bzw. die Oberfläche der Eisströme, die in den Profilen eingezeichneten „idealen" Talböden die Höhenangaben lieferten, welche zur Zeichnung der Horizontalkurven verwendet wurden.

Die Fortsetzung dieser Skizzen, der Anschluß an das Stubaier- und Zillertaler Gebiet, sowie der nach dem Engadin und Ferwall ergaben gute Harmonie mit den für die zentralen Ötztaler erhaltenen Resultaten. Auch den Verlauf der Trogränder im Inntal und das Überfließen des Eises über den Fernpaß, das auch während der Würmeiszeit noch stattfand, sowie den Austritt der Eismassen aus dem Loisachtal auf das bayerische Alpenvorland habe ich verfolgt. Hier läßt sich eine starke Konvergenz der Trogränder feststellen. Während

der Boden der (ältesten) Günzvergletscherung am Fernpaß noch 1100 m über dem heutigen Talboden verlief, war er bei Eschenlohe nur mehr etwa 600 m über demselben gelegen. Im Inntal zeigt sich von der Einmündung des Ötztales an ein sehr langsames Ansteigen des ältesten Trograndes von 2500 bis 2700 m im Seengebiete des Oberengadin. Als Ausstrahlungszentrum für die Eismassen muß für letztere Gegend während der meisten Eiszeiten die Berninagruppe und ihre östliche Nachbarschaft angesehen werden. Von hier aus strömte auch, allerdings mit sehr geringem Gefälle, Eis nach Südwesten ins Val Bregaglia, in welches die Trogränder durchweg mit gleich starkem Gefällsknick fortsetzen, wie ihn der heutige Talboden bei Maloggia besitzt. Doch deutet der Verlauf des Trograndes der Würmvergletscherung, so weit ich ihn bisher verfolgen konnte, darauf hin, daß während dieser Eiszeit auch Eis vom Fornogletscher ins Inntal abfloß.

Ogliogletscher. Trotz der ziemlich weit gediehenen Arbeit habe ich mich entschlossen, hier nicht die verschiedenen Stadien des Inngletschers zur Darstellung eines partiellen Bildes des Alpenreliefs während der vier Vorlandvergletscherungen zu benutzen. Da nämlich eine Karte des ganzen Gebietes in einheitlichem, hinreichend großem Maßstabe bisher nicht vorhanden ist, zog ich es vor, die Profilkonstruktionen für das Gebiet des diluvialen Ogliogletschers auszuführen; dasselbe ist wesentlich kleiner als das des Inngletschers, kann also auch in größerem Maßstabe auf einem Blatte von mäßigem Umfang dargestellt werden (Karte IV). Die Grenze der geschliffenen Felsen ist zwar den italienischen Karten (1 : 50 000) nicht mit genügender Sicherheit zu entnehmen und dadurch fallen für die Zeichnung der Höhenlinien im Firngebiete der alten Vergletscherungen sehr wertvolle Anhaltspunkte fort. Aber die Trogränder ließen sich durchweg mit vollkommener Deutlichkeit bestimmen. Unter Benutzung der Erfahrungen, welche ich während der Zeichnung der erwähnten Kartenskizzen für die Ötztaler Gruppe gewann, nahm ich für das Firngebiet die Höhe der Eisoberfläche etwas über den Trogrändern an. Für das Zungengebiet ließ ich die Gletscherränder mit den Trogrändern zusammenfallen. Die Höhen der Gipfel setzte ich als seit dem Beginne der Eiszeiten unverändert voraus; sie können jedenfalls nicht wesentlich größer als die gegenwärtigen gewesen sein, denn die Schliffgrenze rückt häufig auf beiden Bergflanken so nahe an die Achse des Kammes, daß bei größerer Gipfelhöhe sehr steil abfallende Seitenwände vorausgesetzt werden müßten. Die Grate mußten wohl flacher abgefallen und auch etwas höher als heute gewesen sein, da sie bei der Karbildung erniedrigt und steiler gestaltet wurden, wofür Fig. 68 ein Beispiel gibt. Daher konnte in den ältesten Eiszeiten eine verhältnismäßig dicke Firnkruste dieselben überlagern und rundliche Formen annehmen, die von einzelnen eisfreien, zu den Gipfeln führenden Felsrippen durchbrochen wurden.

Gegen den Alpenrand blieben während der einzelnen Vergletscherungen eine Reihe von Felsgebilden vollkommen eisfrei. Sie sind durch ihre Höhe und den Verlauf der Trogränder bestimmt. Es stellte sich bald heraus, in welcher Höhe ungefähr die Schneegrenze anzusetzen ist, wenn man zwischen Nähr- und Abschmelzgebiet für die diluvialen Gletscher ähnliche Flächenverhältnisse zugrunde legen will, wie wir sie für die wenig geneigten Talgletscher heute finden. Erhebungen, welche über diese Grenze nicht emporragten, aber rings von Trogrändern umschlossen sind, mußten natürlich „aper" geblieben sein, während andere mehr oder minder ausgedehnte Firnkappen tragen mußten, von denen kleinere Gletscher dem Haupteisstrome zuflossen. In zweifelhaften Fällen hat die Konstruktion von Profilen in den kleineren Seitentälern annähernd den Verlauf von Trogrändern bestimmen lassen.

Gegen den südlichen Alpenrand konvergieren auch hier die Trogränder ziemlich stark. Bei Lovere liegt der Rand des Günzgletschers noch 1000 m über dem aus der Würmeiszeit und etwa 1300 m über dem Spiegel des Iseosees. Bei Iseo ist der Rand des jüngsten Troges nur mehr 50 m über der Seeoberfläche und etwa 500 m unter dem Trogrand der Günzeiszeit. Unmittelbar an den See anschließend beginnt das Aufschüttungsgebiet der Würmeiszeit (vgl. Fig. 67). Die Grund- und Endmoränen derselben müssen notwendig auf dem Talboden liegen, den die vorausgehende Vergletscherung geschaffen hat. Längs der Berge, welche dieses Moränengebiet umsäumen, lassen sich noch zwei Trogränder verfolgen. Die Kammhöhe des Monte Orfano möchte ich der Bodenfläche der ältesten Vergletscherung zuschreiben, welche auch am Monte Picastello noch in einem deutlichen Trograndе ihre Spur aufweist. Der dem Monte Picastello nach Südsüdwesten vorgelagerte Hügel erscheint mir seiner Form nach als eine Moräne, die dann wahrscheinlich der Mindeleiszeit angehören müßte, während die Grenze des ältesten Oglіogletschers weiter hinaus in die Poebene zu verlegen wäre. Entscheiden kann hier natürlich nur die Beobachtung an Ort und Stelle, die bisher aber noch aussteht.

Der Iseosee und der benachbarte Lago d'Endine erscheinen nach dieser Darlegung ebenso als das Werk der jüngsten Vergletscherung, wie die Seen im bayerischen Alpengebiet, deren Zugehörigkeit zu den Erosionsgebilden der Würmeiszeit A. Penck auch ausdrücklich betont.

Für die Darstellung der während der vier Eiszeiten nicht bedeckten Felsen kommt in Betracht, daß dieselben erst im Laufe der Zeit durch Wassererosion ihre heutige Form erhielten. Die Größe des dadurch seit Beginn der Günzvergletscherung bewirkten Abtrages entzieht sich der genaueren Schätzung, da die zwischenliegende Zeitspanne unbekannt ist. Um aber dem Umstande doch einigermaßen Rechnung zu tragen, habe ich die kleineren Rinnsale der eisfreien Felsen unter der Schneegrenze als von einer Eiszeit zur anderen wachsend angenommen. Daher erscheinen die Erhebungen in der Nähe der Gletscher-

zunge in den Darstellungen für die älteren Eiszeiten viel weniger modelliert, als sie die Karte des gegenwärtigen Zustandes zeigt.

Betrachten wir die Bilder des Oglio-gletschers, so finden wir für die Günzeiszeit (für welche mangels genauerer Kenntnis der Lage des präglazialen Talbodens durchschnittlich eine um 200 m höhere Oberfläche als für die folgende Vergletscherung angenommen wurde) eine fast das ganze Areal des Val Camonica und der Seitentäler einhüllende Eisdecke, die von wenigen aperen Felsgraten durchbrochen ist. Die Eismasse stammt aber nicht allein aus dem auf der Karte dargestellten Gebiet; sie hing über den Tonalepaß, mit dem Gletscher des Val Vermiglio zusammen; sie erhielt über den Gaviapaß, durchs Val di Cortena und bei Rovetta Zufluß vom Addagletscher und deshalb ist das Abschmelzgebiet verhältnismäßig groß; das Nährgebiet reicht aber viel weiter an die südliche Ortlergruppe als während der späteren Vergletscherungen. Der Unterschied der großen, mit der der benachbarten Täler zusammenhängenden Eisdecke gegenüber den großen Inlandeismassen, wie sie heute in den norwegischen Gletschergebieten auftreten, ist deutlich. Es bestand schon während der ersten Eiszeit in den Alpen eine Gliederung des Eises in einzelne Abflußgebiete und diese Gliederung setzte sich bis zu den höchsten Punkten des Nährgebietes fort, wo das Eis eine ziemlich beträchtliche Furchung besaß. Im Fjeld fehlt sie dort heute noch.

Die Karte für die Mindeleiszeit zeigt bereits viel mehr eisfreien Fels im Sammelgebiet, und trotzdem die Schneegrenze tiefer als früher lag, auch mehr aperes Gestein in der Umrahmung der Zungen. Auch während dieser Vergletscherung war der Zusammenhang des Oglio-gletschers mit dem Addagletscher noch recht bedeutend und über den Tonalepaß konnte ebenfalls Eis ins Val Camonica kommen. (Diese Karte, zu deren Konstruktion die obersten Trogränder die nötigsten Anhaltspunkte gaben, entspricht übrigens, den untersten Teil der Gletscherzunge ausgenommen, ungefähr dem Bilde, welches man erhalten würde, wenn die Dicke der diluvialen Gletscher so groß angenommen wird, wie dies bisher fast allgemein geschieht, nämlich von der heutigen Talsohle bis zur oberen Grenze der erratischen Blöcke und der Gletscherschliffe.) Die untere Grenze des Gletschers kann für diese Vergletscherung nicht sicher angegeben werden; ich mußte sie aber, dem Verlauf der Trogränder an den Bergen, die das Moränengebiet der Würmeiszeit umschließen, entsprechend, über den Monte Orfano hinaus verlegen. Auch für die Rißeiszeit ist diese Grenze nicht genau bekannt; da B. Möbus in seiner „Karte der glazialen Ablagerungen des unteren diluvialen Oglio-gletschers“ Altmoränen am Monte Orfano verzeichnet, so nahm ich deren Verlauf als Grenze der dritten Vorlandvergletscherung an, während das schön ausgebildete Amphitheater als Grenze des der jüngsten Eiszeit angehörigen Oglio-gletschers betrachtet wurde. Man bemerkt, daß gerade dieser jüngste Oglio-gletscher, wie er

sich auf Grund meiner Annahme darstellt, alle äußeren Eigenschaften eines großen, vielfach zusammengesetzten Talgletschers besitzt, wie er heute etwa im Himalaya vorkommen könnte.

Die vier Kartenbilder geben ein annähernd genügendes Bild, um die allmähliche Austiefung der Täler unter Mitwirkung des erodierenden Eises verständlich zu machen. Zur Vervollständigung desselben wären allerdings noch Darstellungen nötig, die die Gestalt der Gebirgsoberfläche während der Interglazialzeiten zeigen. Da die vier Gletscherkarten ungefähr dem Zustande am Ende der einzelnen Eiszeiten entsprechen, so kann in jeder derselben die Eisoberfläche wenigstens in den Firngebieten als nahezu mit der eisfreien Gebirgsoberfläche zu Beginn der vorausgegangenen Interglazialzeit zusammenfallend betrachtet werden. Man hätte nur nötig, für die Wasserläufe eine Anzahl kleiner Rinnsale einzuzeichnen, welche aus den Karen ins Haupttal laufen und sich dort mit dem tief eingeschnittenen Bett des größeren Flusses vereinigen. Auf diesem Wege könnte man aus der Karte für die Günzeiszeit eine Skizze für die präglaziale Gebirgsoberfläche entwickeln. Da aber, wie bereits bemerkt wurde, die Lage der Gletscheroberfläche für diese Eiszeit ganz unsicher ist, so habe ich von der Herstellung einer solchen Skizze abgesehen.

Fig. 71 (I bis V) (a. f. S.) ist als Ersatz dieser Karten wohl ebensogut wie solche zur Erläuterung der Vorgänge geeignet, welche wir neben der Glazialerosion an der Talbildung wirksam beteiligt ansehen.

Fig. 71 I stellt ein Stück der präglazialen Gebirgsoberfläche vor, das die Spuren der Wassererosion und der Frosteinwirkung auf die vom Wasser wenig angegriffenen höchsten Partien der Gebirgsmasse zeigt.

Fig. 71 II weist nahe den verwitterten Felsen der höchsten Grate Trogform auf, während in der Mitte zwischen den Graten die der Wasserwirkung entsprechende Form des Talquerschnittes erkennbar ist.

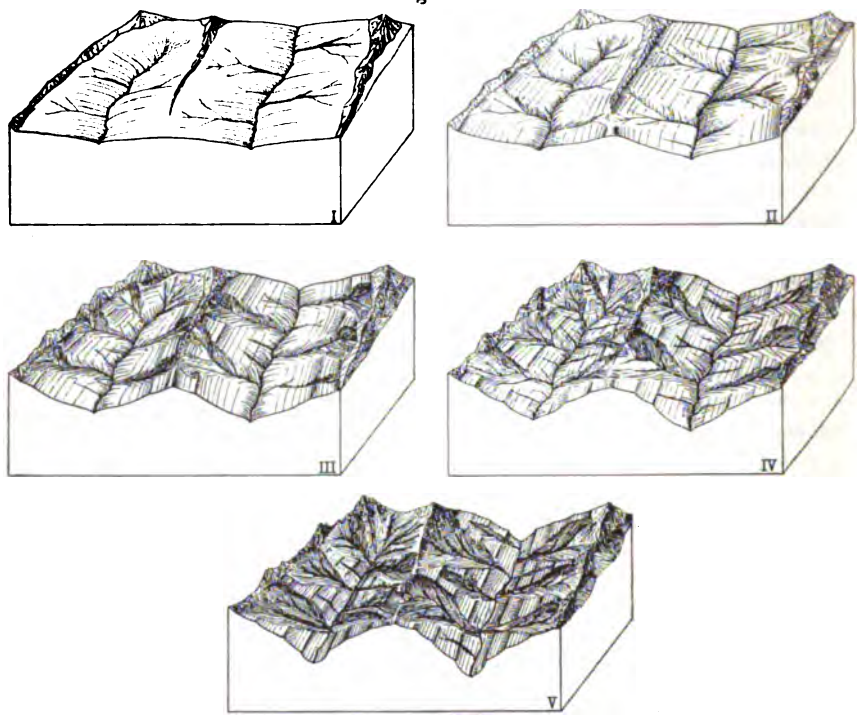
In Fig. 71 III sehen wir zwei ineinander geschaltete Tröge; im Bereich zwischen den stark verwitterten Graten und dem Rande des zweiten Troges treten die Anfänge der Karbildung auf. Die in diesem Gebiete während der zweiten Eiszeit lagernden Eismassen mußten sich zum großen Teil senkrecht zur Richtung des Haupttales verschieben; in dem weniger widerstandsfähigen Gesteine konnten sich kleine Mulden ausbilden, welche nach dem Schwinden des Eises die obersten Teile der Einzugsgebiete für die senkrecht zum Hauptbach abfließenden Wasserläufe wurden. Die kleinen Kare wurden für die erodierende Tätigkeit des Wassers während der zweiten Interglazialzeit in hohem Maße bestimmend, indem sie die Abflußmengen in einzelnen Rinnen vereinigten, längs deren die felszerstörende Tätigkeit des Wassers am wirksamsten auftreten konnte.

Fig. 71 IV zeigt den dritten Trog und die Weiterentwickelung der Kare. Neben einem Übergreifen der letzteren in das Gebiet zwischen den beiden untersten Trogrändern tritt eine Verbreiterung der Kare

und infolge Abwitterung der steileren Gratpartien eine Erniedrigung der Grate zwischen einzelnen Gipfeln auf.

Fig. 71 V, die eine schematische Übersicht der gegenwärtigen Gestalt eines Hochgebirgstales gibt, schließt sich an die vorhergehenden Fig. 71 I bis IV an und läßt erkennen, wie wir uns die Entwickelung eines solchen Tales denken können. Zwischen den einzelnen Karen und den zugehörigen, wegen des größeren Gefälles in den unteren Teilen

Fig. 71.



Gebirgsoberfläche während der Interglazialzeiten (schematisch).

stark erodierten Abflußrinnen blieben einzelne Rippen stehen, auf denen die Trogformen als Talleisten erhalten blieben.

Die Anordnung der Haupttäler erscheint demnach durch Verwitterung und Wassererosion vor der Eiszeit bestimmt, während für die Anlage der kleinen, aus den Karen kommenden Seitentäler und Tälchen neben der Wasserwirkung auch die ausreibende Tätigkeit des Eises die Anordnung bedingte.

Das ganze System der Täler im ehemals vergletscherten Gebiete hat daher im allgemeinen den Typus, welchen man sich bei allein wirksamer Wassererosion entstanden denken kann. Aber die Formen der Talwandungen, die trogartigen Bildungen, können nicht durch fließendes

Wasser hervorgebracht worden sein. Es ist schlechterdings undenkbar, daß sich in den höchsten Regionen des Gebirges Wassermengen ansammeln konnten, die ihr mehrere Kilometer breites Bett derart trogförmig bearbeitet hätten, daß die an den Felsrippen, welche durch seitliche Erosion nicht angegriffen wurden, vorhandenen Hohlkehlen herausmodelliert worden wären.

Das Bild der präglazialen Alpenoberfläche, wie man es mit Hilfe der auf das Gebiet des Oglio- gletschers und den größten Teil des alten Inngletschers angewandten Konstruktion erhält, würde die Haupttäler bereits entwickelt zeigen; die Höhenunterschiede zwischen Talsohle und Bergrücken wären aber wesentlich kleiner als heute; sie würden 700 bis 800 m betragen und das zentrale Alpengebiet würde sich als eine Mittelgebirgslandschaft darstellen. Das ganze Alpenmassiv hatte eine Davissche Peneplain als Oberfläche. Auch dies ist in dem oben erwähnten Panorama der Weißkugel überraschend deutlich zur Anschauung gebracht.

Transport des erodierten Materials. Es entsteht nun die Frage: Wo sind all die Gesteinsmengen hingekommen, welche auf die geschilderte Weise durch abwechselnde Eis- und Wasserwirkung aus den Alpen erodiert wurden?

Zur Beantwortung derselben wollen wir zunächst bemerken, daß der Betrag der Penckschen Übertiefung, also der Gesteinsmenge, die nach der hier entwickelten Anschauung während der letzten Eiszeit entfernt wurde, für das Gebiet des Inngletschers etwa 550 km^3 ausmacht. Ungefähr das sechsfache, also rund 3300 km^3, wäre die während der vier Vorlandvergletscherungen erodierte Masse. Nehmen wir das bis zur Donau reichende Ablagerungsgebiet des Inngletschers ziemlich groß, zu 3000 km^2, so müßte, wenn alles erodierte Gestein hier abgesetzt worden wäre, die über dem tertiären Untergrund liegende Decke des Moränen- und Schottermateriales eine mittlere Dicke von 1000 m haben. In Wirklichkeit dürfen wir die Dicke der glazialen Ablagerungen auf der bayerischen Hochebene bis zur Donau hin kaum auf 100 m im Mittel veranschlagen. Also müßten mehr als neun Zehntel der erodierten Mengen durch die großen Gletscherströme ins Donautal und in der Donau weiter abwärts geführt worden sein.

Die Menge des im Moränen- und Schottergebiete abgelagerten Materiales ist also verhältnismäßig gering, steht aber zur Menge der Erosionsprodukte in fast gleichem Verhältnis, wie die Ablagerungen der heutigen Gletscher zu der durch sie erodierten Masse. Es ist außerdem zu beachten, daß die Schmelzwasserströme jeder großen Vorlandvergletscherung einen großen Teil der Ablagerungen der vorausgehenden Eiszeiten zerstören und abtragen konnten, so daß die erhalten gebliebene Moränenlandschaft, soweit sie aus früheren Vereisungen stammt, zufälligerweise gegen die Angriffe dieser Schmelzwasser auf irgend eine Art geschützt war und die Moränen der Würmeiszeit, ebenso wie die

zugehörigen Schwemmkegel, hauptsächlich dem letzten Teil des Hochstandes dieser Vergletscherung angehören.

Wie groß aber die auf diesem Wege entfernten Geschiebemengen sein mögen, das entzieht sich der Schätzung. Da sie jedoch auch durch die den Gletschern entströmenden Wassermassen abgetragen wurden, haben wir sie eben in die weggeschwemmten Erosionsprodukte mit einzurechnen.

In welchem Zeitraum könnte diese Substanzmenge von 3000 km^3, im Wasser suspendiert, weiter befördert werden? Nehmen wir die auf S. 181 angegebene Tabelle zu Hilfe, so finden wir, daß für einen Gletscher von etwa 4000 km^2 Fläche, wie sie der Muirgletscher umfaßt, pro m^3 Wasser zirka 13 kg feste Substanz angenommen werden dürfen. Der alte Inngletscher bedeckte beiläufig 14 200 km^2. Setzen wir für seine Schmelzwasserströme eine Schlammführung von 15 kg pro m^3 Wasser voraus und nehmen wir an, daß aus dem Gebiete dieses Gletschers, das etwa 1000 mal so groß ist, wie das des Hintereisferners, auch jährlich die 1000fache Wassermenge, also $2 . 10^{10}$ m^3 Wasser abflossen, so würden diese eine Schlammmenge von 300 Mill. Tonnen pro Jahr abgeführt haben. Das spezifische Gewicht der erodierten Gesteine zu 2,7 angenommen, würden die 3000 km^3 ungefähr $8{,}1 . 10^{12}$ Tonnen wiegen, so daß sich für ihren Transport unter den angegebenen Bedingungen ein Zeitraum von 27 000 Jahren berechnen würde. Da die jährliche Niederschlagsmenge aber während der Eiszeit höchstwahrscheinlich bedeutend größer war als gegenwärtig, so könnte auch bei einer wesentlich geringeren Schlammführung als der angenommenen der Materialtransport in dieser Zeit erfolgt sein. Der Zeitraum, in welchem sich derselbe vollzog, war aber, so weit sich dies bis jetzt beurteilen läßt, noch größer. Wir haben oben (S. 187) angeführt, daß ein großer Gletscher durch Erosion sein Bett in den Teilen, über welche das Eis am raschesten bewegt wird, um etwa 2 bis 3 cm pro Jahr zu vertiefen imstande ist. Bringen wir die während der Interglazialzeiten wirksame Wassererosion gar nicht in Rechnung, so finden wir, es wären zur Eintiefung der Täler von der präglazialen Oberfläche bis auf ihren heutigen Boden, also um etwa 1500 m, rund 70 000 Jahre notwendig gewesen. So weist uns die erhaltene Zahl für die Dauer des Materialtransportes darauf hin, daß wir, ohne aus dem Rahmen des Erfahrungsgemäßen herauszutreten, sogar einen größeren Betrag der jährlichen Erosion als die angenommenen 2 cm unseren Berechnungen zugrunde legen dürfen. Setzen wir 3 cm; dann ergeben sich 50 000 Jahre für die Dauer der Erosionsarbeit, und wenn wir die erodierende Wirkung des rinnenden Wassers, die ja viel kleiner ist als die des Eises (vergl. S. 184), mit einrechnen, so wird dieser Zeitraum eine weitere Reduktion erfahren. Wie sich diese 50 000 Jahre auf die einzelnen Vergletscherungen verteilen, läßt sich vorläufig nicht genau angeben. Wahrscheinlich hat die Eisbedeckung während der zwei ersten Eiszeiten wesentlich länger gedauert als während der späteren, weil die Oberfläche

der großen Firnbecken noch verhältnismäßig wenig geneigt war, die Geschwindigkeit des Eises und damit die jährliche Erosion also kleiner waren als später.

Die Neigung im Firngebiete des Oglioglетschers war im Mittel

während der	Günzeiszeit	6,5°
„ „	Mindeleiszeit	8,5°
„ „	Rißeiszeit	16°
„ „	Würmeiszeit	24°

Als Mittelwert für die Zeit, während welcher einer der vier großen Gletscher sein Bett bearbeitete, würden wir etwa 12 500 Jahre finden.

II. Das Klima während der Eiszeiten.

Es wurde bereits bemerkt, daß durch die Dimensionen der einzelnen Vergletscherungen, wie sie durch die Trogränder bestimmt gegeben werden, auch die Lage der Schneegrenze annähernd bekannt ist. Im Gebiete des Oglioglетschers fand sich dieselbe

für die	Würmeiszeit	zwischen	1200	bis	1400 m
„ „	Rißeiszeit	„	1600	„	1800 „
„ „	Mindeleiszeit	„	1800	„	2000 „
„ „	Günzeiszeit	„	2000	„	2200 „

Würden in der Gegend des Val Camonica, da wo die ehemalige Schneegrenze verlief, heute genügend hohe Berge sein, so dürfte man wahrscheinlich 2400 m als Schneegrenzhöhe feststellen (sie liegt am Monte Gleno bei 2600 m und im Adamellogebiete bei 2800 m). Die Schneegrenze war also in der letzten Eiszeit um etwa 1200 m tiefer, als sie heute ist; d. h. wir finden für den Südrand der Alpen eine gleich große Depression, wie A. Penck u. A. für den Nordrand. In den früheren Eiszeiten aber lag sie höher. Selbst wenn die oben angegebenen Zahlen nicht ganz zuverlässig sind und für die ältesten Gletscherperioden tiefer gerückt werden müßten, ergibt sich zweifellos ein allmähliches Sinken der Schneegrenze von einer Eiszeit zur anderen.

Unter der Voraussetzung, daß auch während der Eiszeit die Abnahme der Temperatur pro 100 m Höhenunterschied so groß war, wie heute, nämlich 0,59° C, würden sich also für die Temperaturen folgende Angaben machen lassen:

Günzeiszeit . . .	1,8°	kälter	als	gegenwärtig
Mindeleiszeit . . .	2,9°	„	„	„
Rißeiszeit	4,1°	„	„	„
Würmeiszeit . . .	6,5°	„	„	„

wenn die Temperatur an der Schneegrenze als dieselbe wie heute angesetzt wird.

Nun ist aber, wie insbesondere die Verhältnisse im Kaukasus deutlich lehren, die Höhe der Schneegrenze in besonderem Maße von

der Niederschlagsmenge abhängig. Das Beispiel des Malaspinagletschers zeigt uns, daß bei ausgiebigen Niederschlägen sehr große Gletscherzungen in Gebiete herabreichen können, in denen bei einer mittleren Jahrestemperatur von 6 bis 8° wegen der großen Feuchtigkeit eine üppige Vegetation gedeiht.

Nehmen wir also an, daß die Niederschlagsmenge während der Eiszeit größer war, als sie heute ist, so erweisen sich die oben angegebenen Temperaturerniedrigungen als Maximalwerte. Es ist sehr wohl denkbar, daß die durch kühlere Sommer und nur wenig kältere Winter bedingte Verminderung der jahreszeitlichen Klimaunterschiede, die im ganzen höhere Jahrestemperaturen zeitigte als die oben angeführten, ausreichte, um die Bildung der ausgedehnten Eisdecken zu ermöglichen, deren Spuren wir verfolgen können. Darauf hat A. Woeikof bereits 1881 hingewiesen, und heute wird von vielen Forschern angenommen, daß zur Würmeiszeit eine Temperatur herrschte, die höchstens um 3 bis 4° niedriger war als die gegenwärtige mittlere Jahrestemperatur.

Nach unseren bisherigen Erfahrungen über die Schwankungen der Temperaturänderung mit der Höhe während der Jahreszeiten und mit der Dichte der Bewölkung darf die Größe von 0,59° pro 100 m Höhenunterschied kaum geändert werden. Eine nur um 3 bis 4° niedrigere Jahrestemperatur würde demnach bedingen, daß zur Würmeiszeit die Temperatur an der Schneegrenze höher war als gegenwärtig.

Klima der Interglazialzeiten.

In den zwischen den Moränenlagern auftretenden Zwischenbildungen, Löß, Kalktuff, Schieferkohlen usw. finden sich fossile Reste, welche auf Fauna und Flora und dadurch indirekt auf die klimatischen Verhältnisse schließen lassen, welche während der Interglazialzeiten herrschten. Skelette von Rhinozeros, Mammut, Pferd, Wisent, Hirsch wurden neben solchen von Polarfuchs, Lemming und anderen an nordisches Klima gewöhnten Tieren an mehreren Stellen des Alpengebietes aufgefunden. So wie die fossilen Tierreste auf ganz bedeutende Klimaänderungen hinweisen, welche sich während der Ablagerung der Schichten vollzogen, zwischen denen diese Fossilien aufgefunden wurden, ebenso zwingen uns die Reste von Pflanzen, welche in den interglazialen Bildungen vorkommen, zu derselben Schlußfolgerung. In der Schieferkohle von Mörswyl bei Rorschach finden sich nach den Bestimmungen von O. Heer: Tanne, Kiefer, Legföhre, Lärche, Birke, Haselnuß und Eiche. Da die Eiche überall in Europa bei höchstens 1500 m unter der Schneegrenze bleibt, so wurde diese Kohle von Heer als interglazial angesehen (was sie auch schon wegen ihrer Einlagerung zwischen zwei Moränen sein muß); die Schnee-

grenze während des Wachstums der Eichen konnte kaum unter 2000 m liegen, während sie zur Zeit der letzten Vergletscherung für die Bodenseegegend auf etwa 1000 m anzusetzen ist.

In dem von Moränen bedeckten Kalktufflager von Flurlingen bei Schaffhausen sind nach A. Penck Reste von Bergahorn, Buxbaum, Esche, Tanne, Eibe und anderen edlen Bäumen enthalten. Zur Zeit des Bestandes dieser Flora, der Riß-Würm-Interglazialzeit, müssen also etwa die heutigen Klimazustände geherrscht haben.

Eins der vorzüglichsten Beweisstücke für eine Interglazialzeit ist die Höttinger Breccie, das fest verkittete rötliche Material alter Schutthalden und -kegel, das sich in unmittelbarer Nähe von Innsbruck an mehreren Stellen zwischen zwei Moränen eingelagert findet. Die Breccie ist übrigens auch an den Südhängen der Mieminger Kette gefunden worden, wo sie bis zu 1800 m, ja sogar bis 2194 m am Judenköpfle, Urgebirgsgerölle enthaltend, beobachtet wurde.

Im Höttinger Graben überdeckt 10 m mächtige, sehr mörtelreiche weiße Breccie roten Sandstein. An dieser Stelle wurden von A. Pichler Pflanzenreste entdeckt. R. v. Wettstein hat die hier auftretende Flora näher bestimmt. Es wurden 42 Arten von Pflanzen nachgewiesen, unter denen Rhododendron ponticum und Buxus sempervirens ein wärmeres Klima als das heute bei der Innsbrucker Fundstelle in einer Höhe von 1150 m herrschende verlangen. Die pontische Alpenrose wächst an dem feuchten Südhange des Kaukasus nur bis zu einer Höhe, in welcher die mittlere Jahrestemperatur etwa 7° beträgt. Für die Fundstelle bei Höttingen würde sich aus der Innsbrucker Temperatur eine solche von 5° berechnen. Es muß daher die mittlere Jahrestemperatur während der Entwickelung der in der Breccie vorkommenden Pflanzen wenigstens zeitweise um 2° höher als die heutige gewesen sein. Die untersten Vorkommnisse der Breccie findet man in einer Höhe von 80 m über dem Inn; also weit unter dem Rande des Würmeiszeittroges, der Penckschen Übertiefung. Es muß also vor Ablagerung der Breccie an dieser Stelle die Austiefung des Inntals bis zu seinem heutigen Niveau stattgefunden haben. Man kann sich die Vorstellung bilden, daß nach der Würmeiszeit die Breccie samt ihrer, zentralalpine Geschiebe enthaltenden Moränenunterlage von ihrer ursprünglichen, höher gelegenen Ablagerungsstelle abgerutscht ist. Die unten liegende Moräne wäre dann einer der älteren Vergletscherungen, vielleicht der Rißeiszeit, zuzuschreiben, während die die Breccie überlagernde Moräne der Würmeiszeit angehören und wahrscheinlich von den Hängen des Solstein stammen würde. Nach dieser Auffassung wäre die Pflanzenfundstelle mit dem ehemaligen Standort der fossilen Flora nicht identisch. Dieser müßte noch höher gelegen sein. Der Schluß, daß die örtlichen Temperaturen zur Zeit des Wachstums jener Pflanzen höher als die heutigen waren, kann dann noch bestimmter ausgesprochen werden, als dies bisher schon geschieht.

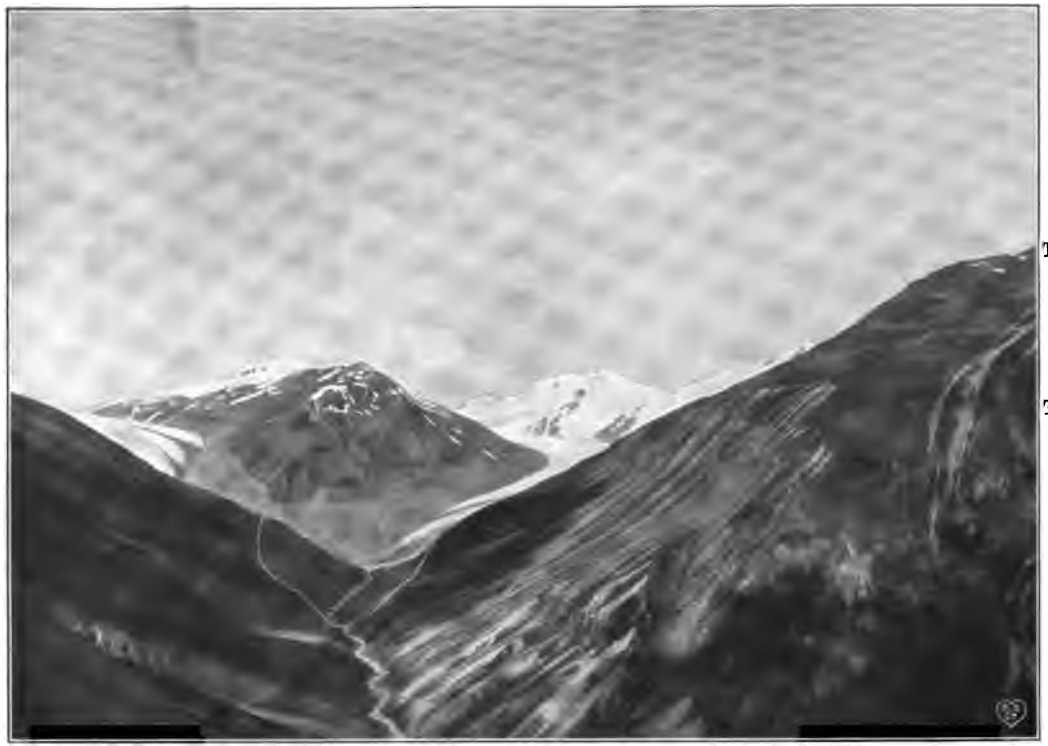
Die Breccie selbst, und zwar die sandsteinhaltige rote und die pflanzenführende weiße, ist an vielen Stellen mit großen ungeschichteten Blöcken durchsetzt und enthält vielfach gekritztes Geschiebe. Ihre Bildung ist also ebenso wie die ihres Liegenden und Hangenden aufs engste mit der Tätigkeit von Gletschern verknüpft und hat, wie aus dem Auftreten an der Mieminger Kette hervorgeht, sehr wahrscheinlich nicht in unmittelbarer Nähe der Höttinger Alm, ihrer jetzigen Hauptlagerstelle, stattgefunden.

Die klimatischen Verhältnisse der Postglazialzeit, also der Übergangszeit von der Würmvergletscherung bis zur Gegenwart, lassen sich annähernd aus einigen Funden beurteilen, welche im Gebiete des alten Rheingletschers gemacht wurden. Es sind die Funde von Schussenried, vom Keßler Loch und namentlich die vom Schweizersbild bei Schaffhausen, um deren sorgfältige Untersuchung und Deutung sich J. Nüesch besondere Verdienste erworben hat. A. Penck schreibt in „Die Alpen im Eiszeitalter" unter anderem folgendes über die „Arkto-alpine Fauna des Magdalénien":

„An den drei genannten Fundstellen vergesellschaftet sich die Magdalénien-Kultur mit einer eigenartigen Fauna, welche drei zoogeographisch verschiedene Elemente enthält. Es mischen sich in ihr hochalpine mit nordischen und subarktischen kontinentalen Arten. Die hochalpinen Arten spielen allerdings in der etwas armen Fauna von Schussenried keine Rolle; am Keßler Loch und Schweizersbild sind sie durch den Steinbock, am Keßler Loch überdies durch das Murmeltier und die Gemse vertreten. An arktischen Arten ist das Rentier und der Vielfraß allen drei Fundstellen gemein; überdies findet sich der Eisfuchs an den beiden schweizerischen Fundstellen.

Vom Keßler Loch ferner liegen Abbildungen des Moschusochsen, vom Schweizersbilde Reste des Halsbandlemming vor; außerdem ist der Alpenhase und das Schneehuhn am Keßler Loch und Schweizersbild, der Singschwan am Keßler Loch und an der Schussenquelle vertreten. Von den Tieren der Kontinentalfauna gemäßigter Breiten ist das Pferd an allen drei Fundstellen reichlich vorhanden. Zeichnungen vom Schweizersbild und Keßler Loch erweisen daneben den Wildesel und Knochenreste Bison priscus Rütim. Überdies sind dank der Sorgfalt, mit welcher Nüesch die Schichten des Schweizersbild ausbeutete, von dort zahlreiche Reste von Nagetieren bekannt geworden, wie der kleine Steppenhamster, die sibirische Zwiebelmaus und der Zwergpfeifhase; das sind echte Steppenbewohner, die mit denen der Tundra und der Alpenregion zusammen vorkommen. Dazu gesellen sich Raubtiere von weiter Verbreitung, wie Wolf, Fuchs, brauner Bär und bei Thaingen der Löwe, dessen Verbreitungsgebiet ein südliches ist. Zwei Arten endlich, die jedoch in Schussenried nicht nachgewiesen sind, sind ausgestorben: das wollhaarige Rhinozeros und das Mam-

Fig. 72.



Heß, Die Gletscher. Friedr. Vieweg & Sohn.

Der neue Trog des Hintereisferners.

Die punktierte weiße Linie im Mittelgrund des Bildes begrenzt das Moränengebiet des Hintereisferners. Tw = Trogrand der Würmeiszeit. Tr = Trogrand der Rißeiszeit. Links Hochjochferner. Rechts Hintereisferner.

Nach einer photographischen Aufnahme von A. Blümcke.

mut, das der Bewohner des Keßler Loches verzehrte und der des Schweizersbild zeichnete.

Die Magdalénien-Fauna ist ein Gemisch von mehreren heute getrennten Faunen, welches aber bestimmte klimatische Schlüsse zuläßt. Die arkto-alpinen Elemente verlangen ein kaltes Klima, wie es heute oberhalb der Baumgrenze vorkommt, die Steppenbewohner gleichzeitig ein kontinentales. Beides schließt einander nicht aus. Klimatische Zustände, wie sie heute unter 50 bis 55° n. Br. im südlichen europäischen Rußland herrschen, dürften allen Arten zusagen."

In dieser Gegend herrscht eine mittlere Jahrestemperatur von 5° C gegen etwa 11° am Bodensee.

Aus einigen Funden von Pflanzenresten schließt Penck, daß die Schneegrenze zur Zeit der Magdalénien-Kultur nicht tiefer als 1300 m angesetzt werden dürfe, also 300 m höher als die Schneegrenze der Würmeiszeit im Bodenseegebiete. Heute würde die Schneegrenze in dieser Gegend mutmaßlich in 2300 m liegen.

Dauer der Postglazialzeit und der Eiszeiten.

Das Alter der Magdalénien-Kultur reicht nach J. Nüesch auf etwa 24000 Jahre zurück. Penck hält diese Schätzung nicht für zu hoch.

Die Beobachtungen und Bohrungen am Hintereisferner erlauben einen bündigen Schluß auf die Form des Gletscherbettes; danach ergibt sich, daß dieser Gletscher seit dem Rückgange der Würmvergletscherung, deren Trogrand sich über dem Eise gut verfolgen läßt, einen neuen Trog in das Tal eingegraben hat. In dem Profil des 153 m tiefen Loches finden wir eine mittlere Übertiefung von etwa 45 m; im Profil der maximalen Geschwindigkeit eine solche von etwa 60 m (Fig. 17, S. 124). Gegen das Gletscherende hin wird die Übertiefung kleiner; man bemerkt aber aus Fig. 72, daß das Moränengebiet, welches seit dem letzten Vorstoß eisfrei wurde, eine neue trogförmige Einsenkung in den jüngsten eiszeitlichen Trog vorstellt. Setzen wir für das Profil des Bohrloches den jährlichen Erosionsbetrag zu 1 cm an, so würde folgen, daß seit dem stärksten Rückgange der Würmvergletscherung etwa 6000 Jahre vergangen sind. Dieser Zeitpunkt würde also 18000 Jahre nach der ersten Bewohnung der Fundstätten am Schweizersbild eingetreten sein. Während dieser 18000 Jahre ist die Schneegrenze um etwa 1000 m gestiegen. Mit der Annahme eines gleichmäßigen Rückganges derselben würden wir als Dauer des Zeitraumes vom Maximum der Würmeiszeit bis zum Minimum der Vergletscherung etwa 23000 Jahre erhalten, und als Dauer der Postglazialzeit, des Zeitraumes vom Maximum der Würmeiszeit bis zur Gegenwart, fänden wir 29000 Jahre. Besondere Genauigkeit kann diese Zeitbestimmung natürlich nicht beanspruchen; selbst wenn die Schätzung von Nüesch vollkommen zutrifft, bleibt noch eine gewisse Unsicherheit in bezug auf

die Erosionsgröße. Nehmen wir für dieselbe einen geringeren Betrag als 1 cm pro Jahr, z. B. 0,5 cm, so würden sich als Dauer der Zeit vom Maximum bis zum Minimum der letzten Vergletscherung nur etwa 15000 bis 16000 Jahre ergeben; während dieser Zeit müßte der allmähliche Rückgang der Gletscher stattgefunden haben; dazu würde dann die Dauer von 12000 Jahren seit dem neuerlichen Beginn der Gletschererosion gehören. Die Postglazialzeit würde sich zu etwa 28000 Jahren berechnen.

Dürfen wir die durchschnittliche Erosionsgröße zu mehr als 1 cm annehmen, so würden wir für die Dauer des Eisrückganges einen längeren Zeitraum als die oben angegebenen 23000 Jahre finden. Bei 2 cm erhielten wir dafür etwa 27000 Jahre und als Dauer der Postglazialzeit 30000 Jahre.

Auf dem hier angewandten Wege zur Bestimmung des Zeitraumes würden wir also die Postglazialzeit zu etwa 29000 Jahren ansetzen dürfen, und davon wäre seit dem Minimum der Vergletscherung eine Zeit von zirka 6000 Jahren verstrichen, während welcher die allmählich zunehmenden Gletscher der Gegenwart ihr Bett tiefer legen.

So groß auch der Grad der Unsicherheit dieser Zeitbestimmung sein mag — wir kommen zu Zahlenwerten, welche recht gut mit den auf anderen Wegen gefundenen übereinstimmen. So wird aus dem seit der letzten Eiszeit eingegrabenen Bette des Niagara nach dem Betrag, um welchen das Rückschreiten des berühmten Wasserfalles stattfindet, die Dauer der Postglazialzeit zwischen 15000 und 35000 Jahren berechnet. Andere Ergebnisse schwanken zwischen 15000 und 100000 Jahren.

Ausdrücklich betonen möchte ich das Resultat, zu dem uns die Verfolgung und Deutung der Trogränder im Vergleich mit den Beobachtungsergebnissen vom Hintereisferner führt, nämlich: das Maximum der gegenwärtigen Interglazialzeit liegt bereits hinter uns; wenn die Eiszeiten mit regelmäßigen Schwankungen des Erdklimas eintreten, so nähern wir uns wieder einer solchen (vgl. S. 287).

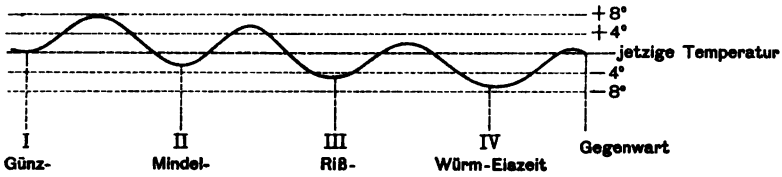
Versuchen wir noch, mit Hilfe der bisher ermittelten Zahlenwerte die Länge der Zeit zu bestimmen, welche seit Eintritt der ersten Eiszeit verfloß, so können wir natürlich erst recht nur schätzungsweise vorgehen. Wir setzen voraus, daß der Zeitraum vom Maximum der Würmvergletscherung bis zum Minimum derselben die halbe Periode sei, und erhalten damit als Dauer einer Periode etwa 46000 Jahre, so daß also seit Beginn der ältesten Vorlandvergletscherung rund 190000 Jahre verstrichen wären.

Innerhalb dieser Zeit hätte sich die mittlere Temperatur der Erdoberfläche und ihrer Umgebung im Alpengebiete um den Betrag von etwa 5° C erniedrigt. Man erhielte also das Resultat, daß die Abkühlung der Erde in zirka 38000 Jahren 1° ausmacht. Aber der Temperaturabfall vollzog sich nicht gleichmäßig, sondern in Schwan-

kungen, welche etwa 8° ausmachen, wenn für alle Glazial- und Interglazialperioden die Differenz zwischen der gegen heute um 2° wärmeren letzten Interglazialzeit und der um 6,5° kälteren Würmeiszeit ebenfalls als Betrag der Temperaturschwankung angenommen wird.

Fig. 72 gibt ein Bild von den Temperaturänderungen, wie sie hier angegeben wurden. Die gezeichnete Kurve resultiert natürlich erst

Fig. 72.



dann, wenn die untergeordneten Schwankungen, welche die „Rückzugsstadien" verursachten, und die noch viel kleineren anderen klimatischen Schwankungen von kürzerer und kurzer Dauer eliminiert sind.

Es liegt nahe, die Kurve nach rückwärts fortzusetzen. Eine der Günzeiszeit vorausgegangene Vergletscherung hätte in den, als in ihrer Höhe unverändert angenommenen, Alpen die Schneegrenze in dieselbe Höhe gebracht, in welcher sie gegenwärtig liegt. Das Auffanggebiet wäre sicherlich sehr groß gewesen; aber das Gefälle der Gebirgsoberfläche war im ganzen recht gering; es wäre also möglich, daß die Eisdecke nicht bis zum Rande des Gebirges hinausgeschoben wurde, sondern schon weiter innen der Schmelzung erlag. Die Spuren einer solchen Vergletscherung oder auch mehrerer müßten auf das Innere des Gebirges beschränkt sein und über der Schliffgrenze liegen. Vielleicht erweist sich eine Anzahl von schön geschwungenen Graten, die von den höchsten Gipfeln ausgehen, späterhin als durch Eisbearbeitung geformt.

Die Fortsetzung der Kurve in die Zukunft würde den Eintritt einer neuen Eiszeit nach etwa 17 000 Jahren erwarten lassen.

Den vorausgehenden Darlegungen haftet ein gut Stück spekulativen Charakters an. Das ist bei der geringen Kenntnis, die wir gegenwärtig über einzelne Stützpunkte derselben haben, nicht weiter wunderlich. In ihrem wesentlichsten Zuge aber bietet, wie ich glaube, die hier ausgestaltete Hypothese mancherlei Vereinfachungen gegenüber der bisher vorwiegend vertretenen Ansicht, daß die Täler schon vor der Eiszeit der Hauptsache nach die Form hatten, die wir jetzt an ihnen beobachten.

Das Auftreten der, meines Wissens zuerst von A. Heim (1878) im Reußgebiet näher verfolgten, alten Talböden findet eine ungezwungenere Erklärung, als die von Heim gegebene, nach welcher die Tätigkeit des Wassers und Einsturz der durch dieses unterwaschenen Felsen für die Bildung der alten Täler verantwortlich gemacht werden. Die aus-

gesprochenen ∪-Formen, auf welche die an den Berghängen übrig gebliebenen Reste der alten Talböden hinweisen, konnten bei einer mehrere Kilometer messenden Talbreite nicht durch strömendes Wasser geschaffen werden. Aus demselben Grunde halte ich die jüngst von F. Frech vertretene Anschauung nicht für richtig, wonach der unterste Trog das Produkt der Schmelzwasser sein soll, welche den eiszeitlichen Gletschern entströmten.

Es ist selbstverständlich, daß die Forscher, welche eine bedeutende Wirkung der Gletschererosion leugnen, nur das Wasser als Bewegungsmittel der erodierenden Gesteinstrümmer ansehen können. Nun, nachdem gezeigt ist, daß Gletscher von der Ausdehnung des Hintereisferners ihr Bett jährlich um 2 bis 3 cm erniedrigen, werden wohl auch diese Gelehrten sich zur Annahme einer intensiven Erosionstätigkeit der eiszeitlichen Gletscher bequemen müssen. Vielleicht können sie auch der in diesem Buche vertretenen Ansicht zustimmen. Danach hat das bewegte Eis die Hauptformen der Täler da geschaffen, wo vor der Eiszeit und während der Interglazialzeiten das Wasser sein Abflußnetz mit kleinen Erosionsformen entwickelte.

Aus dieser Grundannahme ergab sich mit Hilfe der in den Querprofilen der Täler vorhandenen Gefällsknicke die Zahl der Vergletscherungen, die bis ins Alpenvorland reichten, zu vier, und die ungefähre Ausdehnung der einzelnen Gletscher. Aus der letzteren folgt notwendig ein Sinken der Schneegrenze von einer Eiszeit zur anderen. Der Betrag dieser Senkung ist allerdings vorläufig nur annäherungsweise zu bestimmen.

III. Spuren der Eiszeit in anderen Gebieten.

Nicht nur in der Nähe der Alpen, sondern in der Umgebung aller der Gebirge, welche heute noch zum Teil vergletschert sind, wurden sichere Merkmale einer ehemals weit größeren Ausdehnung des Eises gefunden.

So war das skandinavische Hochgebirge das Ausgangsgebiet einer gewaltigen Eisdecke, welche nicht nur die skandinavische Halbinsel und den bottnischen Meerbusen, sondern einen bedeutenden Teil von Finnland bedeckte, welche die Ostsee überbrückte und sich weit über Rußland, Norddeutschland, Holland und Belgien ausdehnte.

Auch gegen Westen fiel von den heute bis zu 2500 m Höhe erreichenden Bergketten eine mächtige Eismasse ab, die sich weit über die heutigen Landesgrenzen hinaus ins Meer erstreckte und sich mit einer anderen Eiskappe vereinigte, welche, vom schottischen Hochlande ausstrahlend, fast die ganzen britischen Inseln unter sich begrub. Skandinavische, englische und deutsche Geologen haben die Moränengebiete der großen Inlandeisdecke eingehend untersucht, welche einst

über Nordwesteuropa lagerte. Haben anfänglich erratische Blöcke, deren Material das skandinavische Hochgebirge als Ursprungsstätte verriet, geschliffene Felsen, deren Schrammen ebendahin konvergieren, viele Riesentöpfe, welche nur als die Erzeugnisse von Gletschermühlen gedeutet werden können, Ausstrahlungszentrum und Ausdehnung der Eisdecke kennen gelehrt, so sind in neuerer Zeit zu diesen Merkmalen früherer Vergletscherung noch die bedeutsamen Dokumente gekommen, welche die sorgfältigen Untersuchungen der Geschiebeformationen zutage förderte. Boulder clay, Blocklehm, Krosstensgrus erwiesen sich als glaziale Ablagerungen, als Grundmoräne. Zahlreiche Hügelreihen wurden als Endmoränenzüge befunden, aus welchen in der jüngsten Zeit vor allem durch A. Keilhack und andere deutsche Geologen die einzelnen Rückzugsstadien der Vergletscherung zu rekonstruieren versucht werden. Es steht fest, daß die Oberflächenformen des norddeutschen Tieflandes ebenso wie die von Schweden und Norwegen während der Eiszeit gebildet wurden. Die höchsten Erhebungen Norddeutschlands sind eng mit einer ausgeprägten Grundmoränenlandschaft verknüpft; diese ist hauptsächlich auf dem baltischen Höhenrücken zu treffen, welcher einen Endmoränenzug in einer Zone von 10 bis 20 km Breite begleitet, der im allgemeinen parallel zur südlichen Umrandung des Ostsee-Beckens verläuft. Die Grenzen der maximalen Vergletscherung Norddeutschlands reichten jedoch viel weiter nach Süden, bis an die deutschen Mittelgebirge heran, wie aus zahlreichen Gletscherschliffen, Riesentöpfen und vor allem aus der Ausbreitung des Geschiebemergels (Blocklehm) hervorgeht, der auch südlich der großen baltischen Endmoräne (deren Fortsetzung nach Rußland neuerdings festgestellt wurde), die gleiche petrographische Ausbildung besitzt wie nördlich derselben.

Es scheint noch nicht sichergestellt zu sein, ob die baltische Endmoräne nur als eine Rückzugsbildung der letzten Vereisung, also während eines längeren stationären Stadiums derselben entstanden, anzusehen ist, oder wie dies James Geikie tut, als wirkliche Endmoräne, welche die maximale Ausdehnung der jüngsten Vergletscherung bezeichnet. Südlich dieses Moränenzuges wurden sowohl unmittelbar an denselben anschließend als auch in recht bedeutenden Entfernungen fluvioglaziale Bildungen, Sandr und Åsers gefunden. Die kleinen und großen Wasserbecken der mecklenburgischen, pommerischen und preußischen Seenplatte erwiesen sich durchweg als glaziale Bildungen, deren Entstehung allerdings nicht nach einer Schablone angegeben werden kann. Sie sind jedoch keine Erosionsbildungen im eigentlichen Sinne wie die Seen im Alpenvorlande und die Hochseen, sondern hauptsächlich durch die Wirkungen des in Spalten abstürzenden Wassers, durch Schmelzwasserrinnen in der Grundmoräne gebildet, oder auch durch Stauungen von einseitig aufgepreßtem Grundmoränenmaterial entstanden.

Wie die im Alpenvorlande, so erweisen sich auch die norddeutschen glazialen Geschiebe geschichtet und von verschiedenem Alter. „In die

geschichteten Ablagerungen finden sich Fossilien führende Bänke eingeschaltet, deren Charakter auf das Vorhandensein einer Interglazialperiode hinweist. Einmal ist es die Fauna der großen diluvialen Säugetiere, wie Mammut, Rhinozeros, Urstier, Riesenhirsch, Pferd, Moschusochs, Renntier, die in einem ganz bestimmten Niveau und in großer Verbreitung sich finden. Diese Fauna enthält Tiere von hocharktischem Charakter, wie das grönländische Renntier und den Moschusochsen, daneben aber auch solche, die auf ein gemäßigtes Klima hinweisen, wie Hirsch und Pferd. Die Erhaltung der Knochenreste zeigt, daß sie nicht weit transportiert sein können und demnach an Ort und Stelle lebten. Da hocharktische und einem gemäßigten Klima angehörige Tierreste zusammen vorkommen, so muß eine lange Zeit vergangen sein, in der zuerst beim Zurückweichen des Eises die arktischen und dann ganz allmählich bei der Wärmezunahme die auf ein gemäßigtes Klima hinweisenden Tiere sich ansiedeln konnten" (F. Wahnschaffe).

Unter dem unteren Geschiebemergel wurden nochmals Schichten mit Süßwasser- und marinen Conchilien nachgewiesen und unter diesen wurde bei Hamburg und bei Rüdersdorf durch Tiefbohrungen eine ältere Grundmoräne gefunden. Man neigt deshalb jetzt dazu, auch für Norddeutschland eine mehrmalige Vergletscherung anzunehmen. Stellt der baltische Endmoränenzug wirklich die Grenze des großen baltischen Gletschers vor, als den ihn Geikie anspricht, so wäre auch hier eine vierfache Vereisung, getrennt durch drei Interglazialperioden, vorhanden gewesen. Wahnschaffe betont allerdings, daß die Grenzen der letzten Vergletscherung Norddeutschlands weiter nach Süden vorgedrungen seien und die baltischen Endmoränen nur einen Stillstand des Eisrückganges markieren.

Das norddeutsche Tiefland stellt sich nach allem, was bisher darüber bekannt ist, als ein Teil des Ablagerungsgebietes der großen Eismassen dar, welche vom skandinavischen Hochgebirge ausströmten. Die Ablagerungen erreichen sehr bedeutende Mächtigkeit; 470 Bohrlöcher ergaben als mittlere Tiefe des fast ganz glazialen Quartärs 58 m, so daß der Boden, welchem die älteste Grundmoräne aufruht, um ein beträchtliches Maß unter dem heutigen Ostseespiegel liegt. Die Ostsee selbst erscheint demnach mindestens teilweise als ein Gebilde der jüngsten geologischen Epoche. Würde man für das gesamte Aufschüttungsgebiet der nordeuropäischen Inlandeisdecke eine mittlere Dicke von 30 m annehmen, so ergäbe sich, daß der Abtrag im skandinavischen Hochgebirge, von welchem die Eismassen kamen, durchschnittlich über 300 m betragen haben müßte.

In Skandinavien sind die Spuren der Vergletscherung auch eingehend verfolgt. Viele Moränen liegen in den Tälern; doch ist ihre Gruppierung und Zuweisung zu bestimmten Rückzugsstadien noch nicht so weit gediehen wie für die Alpen. Selbstverständlich ist das Gebirge

und seine nächste Umgebung das Haupterosionsgebiet der großen Inlandeismassen gewesen, und schon auf den ersten Blick lassen die Oberflächenformen, die uns hier entgegentreten, erkennen, daß fast das ganze Hochland ehemals vom Eise begraben war. Fast alle die höchsten Gipfel stellen sich auf den Karten als rundliche Kuppen dar, über welche das Eis hinwegfloß und sie durch lange Zeiträume vor der Verwitterung schützte. Zahlreiche Leisten an den Talgehängen treten, besonders in der „Topografisk Kart over Norge" deutlich hervor, und gerade hier erscheinen die ineinander liegenden Trogformen leicht erkennbar. Einige Profile, welche ich für das Gebiet des Goldhöpiggen zeichnete, geben für Visdalen ebenfalls drei glaziale Talböden, weisen also auf eine viermalige Vergletscherung des Landes, dessen Formenreichtum größtenteils der Eiswirkung zuzuschreiben ist. Die präglaziale Gebirgsoberfläche ist sehr wahrscheinlich viel flacher und weniger modelliert gewesen als die der Alpen; darauf deuten auch die weit ausgedehnten Hochflächen, die Fjelde, welche zum großen Teil die Nährgebiete der gegenwärtigen nordischen Gletscher bilden.

Der nach Westen hin abfallende Teil der Eisdecke hatte ein relativ großes Gefälle; seine Geschwindigkeit und deshalb auch seine Erosionsfähigkeit ist höchstwahrscheinlich eine recht bedeutende gewesen. Es muß unter seiner Einwirkung die Bearbeitung des Untergrundes eine recht ausgiebige gewesen sein, und ein Blick auf die norwegische Küste belehrt uns, daß hier in der Tat eine derart reich gegliederte Küstenlinie vorhanden ist, wie wir sie nur in ähnlicher Nachbarschaft steil abfallender Gletscher, in Patagonien, Alaska und Grönland, wiederfinden. Zahlreiche Fjorde, Täler, die in ihrem Hintergrunde heute noch Gletscher bergen, die charakteristische Trogformen besitzen und deren Sohle unter der Meeresoberfläche verläuft, durchfurchen das Land und bieten reizvolle Bilder.

Über die Entstehung der Fjorde wurde schon sehr viel geschrieben. Es ist klar, daß diejenigen Forscher, welche dem bewegten Eise mehr eine konservierende als eine abtragende Wirkung zuschreiben, von einer Aushobelung der Fjordtäler durch die Gletscher nichts wissen wollen. Sie machen das fließende Wasser und vor allem das Meer für das Auftreten der Fjorde verantwortlich und benutzen dabei hauptsächlich die durch alte, 200 bis 500 m über dem Meeresniveau verlaufende Uferlinien dokumentierten Hebungen und Senkungen, denen das Land auch in der geologisch jüngsten Vergangenheit unterworfen war. Aber eine charakteristische Eigenschaft der Fjorde bleibt auf diesem Wege völlig unerklärt; es ist das im Längsprofil unruhig wechselnde Bodenrelief mit hoch ansteigenden Schwellen durchsetzt, durch welche das Felsbecken in mehrere, der Länge nach aneinander stoßende Teilbecken zerlegt wird. Die Schwellen sind häufig von mächtigen Moränenlagern bedeckt, wodurch die Höhendifferenz zwischen Schwelle und Boden der einzelnen Becken vergrößert wird.

Die Schwellenbildung durch Wassererosion, verbunden mit oder abgelöst durch Krustenbewegungen, ist nicht zu verstehen. Aber die Annahme einer kräftigen Eiserosion erklärt dieselbe. Deshalb tritt O. Nordenskjöld in einer topographisch-geologischen Studie dafür ein, daß die Fjorde durch Eiswirkung in den durch Verwerfungen und der Wassererosion günstige Schichtstellungen schon vor der Eiszeit gebildeten Tälern entstanden. E. Richter schließt aus der Trogform des tiefsten Teiles der Fjordtäler auf deren Bildung durch Gletscher. Ich trete, den oben gegebenen Ausführungen entsprechend, dieser Meinung bei.

In Großbritannien waren die glazialen Ablagerungen seit langer Zeit Gegenstand des regsten Interesses der Naturforscher, und die Versuche, das Auftreten der erratischen Blöcke und all der anderen Erscheinungen, welche sich seitdem als glazialen Ursprungs erwiesen, der Tätigkeit großer Eismassen zuzuschreiben, stehen in unmittelbarem Zusammenhange mit den Studien, welche gerade englische Forscher Mitte des 19. Jahrhunderts in die Gletschergebiete der Schweiz führten.

Die Ergebnisse der geologischen Forschungen in Schottland faßt J. Geikie in seinem bedeutenden Werke „The Great Jce-Age“ in folgende Sätze zusammen:

1. Der untere Blocklehm (Boulder-clay) ist die Grundmoräne einer großen Eismasse, welche Schottland bis zu einer Höhe von mindestens 3500 Fuß bedeckte, so daß nur die höchsten Berge über die Eisoberfläche aufragten. Das schottische Eis floß mit dem skandinavischen Inlandeise im Bette der Nordsee zusammen. Durch diese vereinten Eismassen wurden die Orkney- und Shetlandsinseln überflutet. Die äußeren Hebriden waren ebenfalls von dem vom Hauptlande kommenden Eismeere gequert, welches mit einem großen Eiswall in den Wassern des Atlantischen Ozeans endigte.

2. Der untere Blocklehm ist an verschiedenen Stellen durch eingeschaltete Süßwasser- und Meerablagerungen von einem überlagernden, oberen Blocklehm getrennt. Diese Ablagerungen zeigen deutlich, daß die große Eisdecke fortschmolz und eine ausgedehnte Landoberfläche freilegte, welche zeitweilig von einer gemäßigten Flora bedeckt und von einer gemäßigten Fauna bevölkert wurde. Das Klima änderte sich also vom arktischen zum gemäßigten. Darauf folgte eine Überschwemmung, deren Höchstbetrag zwar nicht genau bekannt ist, die aber bis etwa 500 Fuß gereicht zu haben scheint.

3. Der obere Blocklehm liegt unmittelbar über dem eben erwähnten, interglazialen Bette. Er ist die Grundmoräne einer zweiten Eisdecke, welche scheinbar etwas weniger ausgedehnt war als die Vorläuferin.

4. Kames, Åsers (durch die Schmelzwasser geformte Hügel in den Schotterbänken) und viele große erratische Blöcke gehören zur Periode der Auflösung dieser zweiten „Mer de glace“. In dieselbe Epoche

gehören manche Seeterrassen der Glacial lakes, welche besonders im südlichen Oberlande auftreten.

5. Nach dem Rückzuge dieser Vereisung scheinen mildere klimatische Bedingungen für ziemlich lange Zeit geherrscht zu haben. Diesem Zeitraume mögen einige der älteren Alluvionen des Unterlandes angehören.

6. Die Grundmoränen und die großen Endmoränen der Gebirgsgegend sind die Produkte einer dritten Glazialzeit. Sie zeigen die Existenz bedeutender Lokalvergletscherung und großer Talgletscher an, welche stellenweise in den unteren Gebieten zusammenflossen. In dieser Zeit kalbten Eisberge von den Gletschern, welche unsere „sea-lochs" durchströmten. Gleichzeitig war das Land mehr als 100 Fuß hoch überschwemmt (Marine Lehme mit arktischer und nordischer Fauna). Große schwimmende Eisplatten zerstreuten Erratica über das überschwemmte Land. In diese Epoche gehören die glazialen Seen von Lochaber und die Hochterrassenschotter (high-level gravel-terraces) unserer großen Flußtäler, sowie höchstwahrscheinlich die arktische Pflanzen führenden Schichten.

7. Diese Epoche teilweiser Überschwemmung war von einer Wiederhebung des Landes oder von einem Rückzuge der See und von einer allmählichen Besserung des Klimas gefolgt. Möglicherweise bedeckten große Wälder das Land und eine gemäßigte Säugetierfauna durchstreifte Schottland. Unsere westlichen und nördlichen Inseln waren wahrscheinlich mit dem Hauptlande vereinigt, das sich weit ausdehnte in Gebiete, die heute unter Wasser sind (untere versunkene Wälder).

8. Die nächste Veränderung ist durch die Mündungsablagerungen (Deltabildungen) unserer großen Flußbecken und die um 45 bis 50 Fuß über den heutigen Meeresspiegel gehobenen Gestade angezeigt. Diese sind stellenweise mit Endmoränen von Talgletschern bedeckt. Dem milderen Klima der Epoche der großen Wälder folgte nach kurzer Zeit ein kälteres und feuchteres, welches das Wachstum von Torfmooren begünstigte (Torfmoore, die den unteren versunkenen Wäldern auflagern; obere Flußterrassen).

9. Die See zog sich weiter zurück und Schottland erhielt eine größere Ausdehnung; aber wir können nicht sagen, ob dieser Zuwachs an Land so groß war, wie der, welcher während des Wachstums der unteren versunkenen Wälder stattfand. Mit der Wiederhebung des Landes wurde das Klima trockener und kontinentaler und ein zweites kräftiges Wachsen von Wäldern trat ein (obere versunkene Wälder).

10. Eine neuerliche Überschwemmung setzte Zentralschottland 25 bis 30 Fuß unter Wasser. Das Klima wurde gleichzeitig feuchter und kälter, in unseren höchsten Gebirgsgebieten erschienen Lokalgletscher. Die Bedingungen, welche dem Wachstum der Wälder ungünstig waren, unterstützten die Ausdehnung der Torflager, unter denen große Wald-

flächen begraben liegen (Torflager, welche über oberen versunkenen Wäldern liegen; 25 bis 30 Fuß gehobene Küsten).

11. Endlich zog sich das Meer zurück und es traten die Verhältnisse der Gegenwart ein. Das Klima wurde trockener, als während der vorausgehenden Überschwemmungsperiode.

Zu dem nämlichen Ergebnisse, fünf Eiszeiten getrennt durch vier Interglazialzeiten, führten die Forschungen in England. Doch ist Geikie geneigt, aus den faunistischen Funden am „Weybourn Crag" bei Cromer in Norfolk, welche auf eine arktische Fauna der Nordsee verweisen, eine sechste Vergletscherung der britischen Inseln anzunehmen, welche allen anderen vorausgegangen ist, über deren Ausdehnung jedoch mangels genügend vieler Aufschlüsse bisher nähere Angaben nicht zu machen sind. Ihr soll eine weitere Ausdehnung der Landoberfläche gefolgt sein, während welcher der südliche Teil der Nordsee eine vom Rhein durchströmte Ebene gewesen ist.

Inwieweit Geikies Folgerungen unanfechtbar sind, soll hier aus guten Gründen unerörtert bleiben. Es scheint aber die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß seine beiden letzten Eiszeiten als Rückzugsstadien des großen baltischen Gletschers gedeutet werden können. Man hätte dann, wenn die älteste Eiszeit Geikies, der die Fossilien vom Weybourn-Crag zugeschrieben werden, als Tatsache festgestellt werden kann, auch für die britischen Inseln vier große Vergletscherungen, welche mit den Trogformen des skandinavischen Hochgebirges im Einklang wären.

Spuren der Eiszeit in den übrigen europäischen Gebirgen.

Die Bedeckung eines großen Teiles von Europa durch eine ausgedehnte Eismasse mußte für die Umgebung klimatische Bedingungen bringen, welche wenigstens für die höheren Gebirge eine lokale Vergletscherung veranlaßten.

In der Tat sind in den Pyrenäen, die ja auch heute noch kleine Gletscher und Schneeflecken tragen, alle Belege für eine ausgedehnte ehemalige Vereisung gefunden worden, welche vor allem A. Penck nachweisen konnte. Besitzt heute der größte Pyrenäengletscher (Vignemale) eine Länge von etwa 3,5 km, so waren zur Eiszeit die Täler des nördlichen sowie des südlichen Abhanges der einzigen Kette, die das Gebirge bildet, von mächtigen Gletschern durchzogen, welche im Mittel 40 bis 50 km, der der Garonne sogar 70 km Länge erreichten. 600 bis 700 m über der heutigen Talsohle findet sich die obere eiszeitliche Gletschergrenze. Die Gletscherenden lagen fast alle im Gebirge; nur die aus den Tälern von Ossan und Argelès reichten an das Vorland; auf der Nordseite stiegen die Gletscher bis zu 500 m, auf der Südseite bis 800 m Seehöhe herab.

Während die Pyrenäen an Hochseen sehr reich sind, fehlen die Vorlandseen gänzlich. Penck weist jedoch darauf hin, daß eine Anzahl „erloschener" Seen nachgewiesen werden konnte, und schließt aus dem Fehlen von Vorlandseen in den Pyrenäen, daß die alpinen Randseen ihre Existenz der Tätigkeit jener großen Eismassen verdanken, welche den Alpen entströmten, während die wesentlich kleineren Pyrenäengletscher auch nur kleinere Becken erodieren konnten, welche bald austrockneten.

Die Hochseen der Pyrenäen liegen gewöhnlich in Karen, welche über 1800 m Höhe die Talgehänge reichlich besetzen.

In den Sierras der Iberischen Halbinsel wurden ebenfalls zahlreiche Gletscherspuren gefunden. Von den vulkanischen Gipfeln, die das Plateau der Auvergne überragen, flossen ausgedehnte Gletscher; hier wurden auch interglaziale Erscheinungen festgestellt. Von den Bergen des Lyonnais und des Beaujolais, der Madeleinekette zogen eine Anzahl von Lokalgletschern herab, obwohl deren höchste Erhebungen knapp 1200 m erreichen. Daß auch in den Cevennen nach eingehender Durchforschung mehr glaziale Spuren angetroffen werden, als dies bisher der Fall ist, darf bei der großen Ausdehnung des Gebirges und bei den Höhen, bis zu denen es ansteigt, wohl vermutet werden.

Von den deutschen Mittelgebirgen besitzen viele unzweifelhafte Zeugen ehemaliger Vergletscherung.

Erratische Blöcke, viele Moränen, die in einzelnen Tälern gruppenweise auftreten, Gletscherschliffe, Rundhöcker werden auf der Westseite der Vogesen vielfach angetroffen. Auf der Höhe des Gebirgskammes findet man auch auf der steileren Ostseite Zirken, Kare mit kleinen Seen in dem flachen Boden.

Daß der Schwarzwald einst vergletschert war, hat L. Agassiz schon 1841 behauptet. Zuverlässige Beweisstücke wurden jedoch erst gegen Ende des letzten Jahrhunderts gefunden. Vom 1493 m hohen Feldberge zogen mehrere Gletscher bis zu Höhen von 750 bis 800 m herunter, deren Moränen im Wutach- und Hoslachtal anzutreffen sind; am Kniebis ist der Elbachsee als Karsee erkannt worden; auch der Mummelsee und der Biberkessel sind Karbildungen.

Der schwäbische Jura soll nach O. Fraas auch ein eigenes Gletschergebiet dargestellt haben. Im Böhmerwald wurden Kare gefunden, welche eine wenigstens teilweise Vergletscherung dieses bis zu 1460 m reichenden Urgebirges sicher erkennen lassen.

Durch die Auffindung von Karen gelang es J. Partsch, die Vergletscherung des Riesengebirges nachzuweisen; die großen und die kleinen Schneegruben sind als typische Talzirken bekannt geworden.

Auch in der Hohen Tatra, den Karpathen, in den transsylvanischen Alpen fand man die zu erwartenden Gletscherspuren und die Kare, die in den höchsten Kämmen der Balkanhalbinsel auftreten,

gaben die ersten Anzeichen für eine ehemalige Vergletscherung dieser Gebirgszüge, welche in neuester Zeit auch nachgewiesen werden konnte.

Im Apennin und auf Korsika wurden die Grenzen der ehemaligen Vergletscherung festgestellt.

Die Vergletscherung des Kaukasus war auch während der Eiszeit eine weit ausgedehnte; doch sind die Grenzen, bis zu welchen die Eismassen aus dem Gebirge heraus auf das Vorland sich ergossen, noch nicht genügend bekannt. Wie in den Pyrenäen, so fehlen auch hier die Randseen; aber auch Hochseen sollen nach G. Merzbacher verhältnismäßig selten sein, trotzdem die Gletscher in einem wenig widerstandsfähigen Materiale lagern, das der Bildung beckenförmiger Aushöhlungen günstig ist. Die Profile des Baksantales lassen, wie bereits erwähnt wurde, auf eine viermalige Vergletscherung des Gebirges schließen.

Der Ural, der heute keine Gletscher trägt, obwohl sein nördlicher Teil Höhen von etwa 1600 m erreicht, entsandte während der Eiszeit nördlich von 62° nördl. Br. eine zusammenhängende Eisdecke, welche durch eine solche, von der Timanhöhe kommende, mit dem skandinavischen Inlandeise verbunden war und das Gebiet der Petschora überlagerte. Südlich jenes Breitengrades trat nur Lokalvergletscherung auf, deren Moränenbildungen verfolgt werden konnten.

Das Ergebnis der Eiszeitforschung in den Gebirgsgebieten Europas läßt sich also etwa dahin zusammenfassen:

Die Gebirge, welche heute noch Gletscher tragen, waren während der Eiszeiten Ausstrahlungszentra für Eismassen, welche auch größere Vorlandgebiete überfluteten. Die Gebirge, welche heute frei von dauernder Eisbedeckung sind, haben, soweit sie Höhen von mindestens 1000 bis 1200 m erreichen, fast alle sichere Spuren einer ehemaligen Vergletscherung.

In mehreren Fällen konnte für die heute eisfreien Gebirge eine mehrfache Vergletscherung nachgewiesen werden.

Nach dem, was oben über die Eiszeiten in den Alpen und über die klimatischen Änderungen seit Beginn der Eiszeiten ausgeführt wurde, ist die Schneegrenze von einer zur anderen Eiszeit immer tiefer herabgerückt und hatte während der ersten Vergletscherung eine etwas niedrigere Höhenlage wie heute. Dann konnten die meisten der mitteleuropäischen Gebirge während der Günzeiszeit keine Gletscher getragen haben; dasselbe gilt auch für die Mindeleiszeit, während welcher die Schneegrenze etwa 500 m tiefer anzusetzen ist als heute, also in einer Höhe von etwa 1900 m am Nordrande der Alpen verlief. Es ist möglich, daß dann schon einige der höchsten westlichen Mittelgebirgsgipfel mit dauernder Schneedecke versehen waren; denn die Schneegrenze steigt mit der Massenerhebung an. Es ist also denkbar, daß die Kondensation in der feuchten Luft, welche gegen isoliert stehende Hochgipfel anströmte, schon in geringerer Höhe als 1900 m so intensiv war, daß eine bleibende Schneedecke sich bilden konnte.

Die Schneegrenze der Rißeiszeit war für den Alpenrand bei etwa 1600 m. Unter solchen Bedingungen konnten die Vogesen und der Schwarzwald wohl schon einen Teil der Feuchtigkeit abgefangen haben, welche die nordwestlichen Winde gegen die Alpen führten, ebenso wie in der Auvergne, im Riesengebirge, der Tatra, vielleicht auch im Böhmerwalde durch ähnliche Verhältnisse eine Vergletscherung verursacht werden konnte. Die Würmeiszeit aber hätte alle die Gebirge, von denen eine ehemalige Vereisung nachgewiesen ist, beeinflußt.

Es würde sich also, wenn der Verlauf der Klimaschwankungen zutreffend ist, wie er auf Grund der Trogformen der Alpentäler entwickelt wurde, ein eigenartiger Gegensatz zwischen der Ausdehnung der Vergletscherungen in den Alpen und der in den niedrigeren Gebirgen herausstellen: Während die Alpen in den letzten Eiszeiten stets in geringerem Maße vergletschert wurden, nahm die Gletscherbildung in den Nachbargebieten von Eiszeit zu Eiszeit zu.

Die mehrfachen Moränenkränze in den Vogesentälern würden dann, trotzdem sie stellenweise um 100 m und mehr voneinander entfernt sind, als Bildungen der letzten Eiszeit und der Rückzugsperiode aufzufassen sein; die Moränen und die übrigen Gletscherbildungen der vorhergehenden Vergletscherung müßten durch die Eisströme der Würmeiszeit zerstört worden sein.

Spuren der Eiszeit außerhalb Europas.

Weit ausgedehnter als die Eisdecke, welche Nordeuropa überlagerte, war der Eispanzer, der das ganze Gebiet von Kanada und einen Teil der nördlichen Unionsstaaten in Nordamerika bedeckte. Die Endmoränenwälle, welche bald parallel zueinander, in einem Abstande von 40 bis 50 km, bald sich vereinigend und schneidend verlaufen, konnten vom Atlantischen Ozean, wo sie nahe bei New York beginnen, bis in unmittelbare Nähe des Felsengebirges verfolgt werden. Sie erreichen bei Cincinnati ihren südlichsten Punkt, verlaufen von hier an noch etwa 5 Längengrade weit westlich, um dann in der Hauptsache nach nördlicher Richtung sich bis gegen die Westspitze des Oberen Sees zu ziehen. Von hier an geht der Zug der Moränenwälle in anfänglich südwestlicher, dann südlicher Richtung bis etwa 41° 45′ n. Br. herab bis Des Moines in Jowa, wendet sich von hier an neuerdings nordwärts und verläuft in Süd-Dakota, noch einen Lappen südwärts aussendend, nun nahezu parallel und etwas östlich vom Missouri. Weiter im Norden verliert sich der Moränenzug, der die Grenzen des großen „Lorenzo-Gletschers" bezeichnet. Wahrscheinlich vereinigten sich vom 50. bis 55. Breitengrade an die Eismassen dieses Inlandeises mit denen des „Kordillerengletschers", welche über das Felsengebirge ostwärts abflossen. Außerhalb des Moränengürtels wurden die fluvioglazialen Ablagerungen bis weit nach Süden verfolgt.

In den Randgebieten der großen Eisdecke sind die Schrammen der geschliffenen Felsen fast durchweg senkrecht zur Richtung der Endmoräne gestellt. Im Zentralgebiete haben sie mehrfach verschiedenerlei Richtung, so daß danach auf mehrere Ausstrahlungszentra geschlossen wurde, von welchen die Eismassen ausgingen, die sich zu dem großen Inlandeispanzer vereinigten, der nach dem Verlauf des Moränenrückens aus einem durch die Huron-, Erie- und Michigantäler und einem durch Dakota ziehenden Teile bestand. Am einfachsten ist es, wie dies T. C. Chamberlin tut, das Ausgangsgebiet in die Länder westlich und östlich der Hudsonsbai zu verlegen. Dort ist zwar kein Hochgebirge, sondern eine Depression der Landoberfläche vorhanden. Die Gegend ist jedoch heute noch eine der schneereichsten der gemäßigten Zone und möglicherweise häuften sich hier während der Eiszeit so riesige Eismengen an, daß eine wesentliche Erhöhung der Oberfläche eintrat. Man müßte sich nach Chamberlin vorstellen, daß die auf solche Weise geschaffene Hochfläche die bewegliche Basis der großen Eismengen abgab, welche den größten Teil des nordamerikanischen Festlandes überfluteten. Bedenkt man aber, daß auf der Nordseite des Mount Washington in New Hampshire die Gletscherspuren bis zu 1770 m Höhe hinaufreichen, so erhält man, wenn auch nur 1 pro mille Gefälle für die Eisoberfläche angenommen wird, für die etwa 700 km weiter nördlich gelegenen Zentra der Vergletscherung ungefähr 2500 m Höhe und damit eine Eisdicke von mehr als 2000 m. Das Gefälle war aber wahrscheinlich viel größer. Fügen wir hinzu, daß durch die erodierende Wirkung des Eises auch eine beträchtliche Erniedrigung des Geländes stattgefunden haben muß, so behält die Annahme, die Ausstrahlungszentra des nordamerikanischen Inlandeises seien in die Depressionsgebiete um die Hudsonsbai zu verlegen, wenig Wahrscheinlichkeit für sich.

Aus den Schrammenrichtungen in Labrador wurde ermittelt, daß an der Nordküste Amerikas die Bewegung des Eises eine westöstliche war; deshalb wird ein Zusammenhang der amerikanischen mit der grönländischen Eisdecke bestritten.

Der „Kordillerengletscher" stellte in seinem nördlichen Gebiete eine zusammenhängende Eisdecke dar, welche das Plateau zwischen den Cascade Ranges und den Rocky Mountains als Ursprungsgebiet hatte. Die Hauptbewegungsrichtungen waren eine südöstliche bis zu 1000 km und eine nordwestliche bis zu 550 km Entfernung. In der Nähe der kanadischen Grenze zwischen 48 und 49° n. Br. war die südliche Grenze der zusammenhängenden Eisdecke; diese endigte also um etwa 10° weiter nördlich, als die des Lorenzogletschers, der in weit niedrigeres Gelände im Mississippital vordrang. Nach Norden lief das Eis in das Yukontal aus und reichte bis 63° n. Br. Im äußersten Alaska schloß sich daran das „Bodeneis", das zeitliche Äquivalent der glazialen Erscheinungen, das in höheren Breiten Asiens ebenfalls auf flachem Grunde angetroffen wird.

Nach Westen reichten manche Ausläufer des Kordillerengletschers in den Stillen Ozean und wurden durch Lokalvergletscherungen von den Küsteninseln aus verstärkt. Auch auf der Ostseite zeigen sich die Spuren lokaler Vereisung der Höhen des Felsengebirges, von denen viele Einzelgletscher in die Täler strömten. Eine allgemeine Überflutung des Vorlandes fand hier jedoch nicht statt, so daß der an sich recht bedeutende Kordillerengletscher nicht als eigentliches Ursprungsgebiet des großen nordamerikanischen Inlandeises angesehen werden kann.

Es ist den amerikanischen Geologen auch gelungen, interglaziale Ablagerungen zu finden und auf Grund derselben eine Gliederung der dortigen Eiszeitbildungen zu geben. Danach werden bis jetzt drei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten unterschieden. J. Geikie deutet eine Anzahl von altquartären Lagern, die unter der „Kansan-Stage", der ältesten Glazialstufe Chamberlins, gefunden wurden, als einer noch älteren Eiszeit, die mit der des Weybourn crag gleichzeitig sei, zugehörig. Die Kansan-Stage würde dann mit der alpinen Mindeleiszeit gleichalterig sein.

In Asien wurden am Libanon, 1200 m ü. M., Moränen gefunden. Am Ararat und Demavend zeigen sich die Spuren früherer ausgedehnterer Vergletscherung. Die Gebirge Zentralasiens tragen alle die Zeugen einstiger großer Gletscher. Man traf im Westhimalaya erratische Blöcke in 1100 m Höhe und es steht fest, daß das Tal des Sindflusses einst einen Gletscher von mehr als 60 km Länge barg, während heute nur einzelne Gletscher von den Bergen herabsteigen, welche das Tal umkränzen. Auf der Südseite des Himalaya war die Entwickelung des Gletscherphänomens in gleicher Weise geringer als auf der Nordseite, wie im Kaukasus und in den Alpen. Die Vergletscherung wächst dort heute von Ost nach West und Nordwest und erreicht im Karakorum ihren höchsten Stand; in gleichem Sinne änderte sich die diluviale Eisbedeckung.

Im tibetanischen Hochlande wurden bisher nur wenige Spuren früherer Ausdehnung der Gletscher gefunden; sicherlich war hier keine zusammenhängende Eisdecke über das Land gebreitet; darauf deuten wenigstens alle Forschungsergebnisse, die bisher, allerdings nicht sehr zahlreich, vorliegen.

Im Thian Shan wurden Moränen in 800 m Meereshöhe beobachtet, was einer Depression der Schneelinie um 1200 m entspricht.

Kropotkin fand in 500 m Seehöhe erratische Blöcke in den Olekminskbergen, die kaum 1400 m Höhe erreichen. Er entdeckte auf dem Vitrinplateau, südöstlich vom Baikalsee, viele kleine Seen und Gletscherschliffe sowie Findlingsblöcke, und schließt daraus, daß das nördliche zentralasiatische Plateau unter einer Eisdecke lag.

Przewalskij berichtet von unzweifelhaften Gletscherspuren, die er in der Suma-Hada-Kette fand.

Sind so auch im großen und ganzen alle asiatischen Gebirgszüge aufgezählt, in welchen die Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher wenigstens teilweise bekannt wurde, so ist doch nicht ausgeschlossen, daß uns besonders durch die Tätigkeit der russischen Forscher in Sibirien und Tibet noch manche Gegenden erschlossen werden, in denen sich Deposita aus der Eiszeit finden. Werden doch fortgesetzt in diesen östlichen Gebieten neue Gletscher entdeckt und da, wo heute die Bedingungen für deren Existenz gegeben sind, konnten wohl auch früher ausgedehntere Eismassen lagern. Das eine aber ist als feststehendes Ergebnis zu verzeichnen, daß der asiatische Kontinent nicht mit einer Inlandeisdecke versehen war, die auch nur näherungsweise von ähnlicher Ausdehnung gewesen wäre, wie das europäische oder das nordamerikanische Inlandeis.

Auch auf der südlichen Halbkugel wurden in allen Gebieten, welche gegenwärtig Gletscher besitzen, alle die Beweisstücke angetroffen, welche mit Sicherheit auf eine größere Ausdehnung der Eisbedeckung im Laufe der letzten geologischen Epoche schließen lassen. Von den Neuseeländer Alpen zogen mächtige Eisströme herab, die auf der Westseite der Insel alle das Meer erreichten (Lendenfeld).

Auf der Ostseite waren Gletscher von bedeutender Länge entwickelt, deren Zungen sich an mehreren Stellen (Mc. Kenzie-Ebene) zu einer zusammenhängenden Eisdecke vereinigten. (Eiszeitliche Schneegrenze 1300 m auf der Nordinsel, 900 m auf der Südinsel.)

Die Kerguelen-Inseln waren ehedem ganz von Eis bedeckt; auf Südgeorgien wurden von P. Vogel alte Moränen und Gletscherschliffe beobachtet, die eine ausgedehntere ältere Vergletscherung anzeigen. Die Falklands-Inseln, welche eine größte Höhe von 770 m erreichen, besitzen nach J. Geikie in ihren „Steinströmen", welche von den Höhen herabgetrieben wurden, ein Phänomen, das auf die Einwirkung von Kälte und Schnee zurückzuführen ist, wenn es auch nicht als einwandsfreier Zeuge einer Lokalvergletscherung von geringerer Ausdehnung angesehen werden kann.

Daß in den Anden Südamerikas, in Patagonien, wo heute noch Gletscher bis zum Meere herabsteigen, wie in Chile die Gletscherentwickelung während der Eiszeit wesentlich größer als gegenwärtig war, ist durch die Berichte von Darwin und L. Agassiz bekannt geworden. Patagonien war von einer zusammenhängenden Eisdecke verhüllt und in Chile reichen erratische Blöcke, Rundhöcker und Gletscherschliffe selbst in der Gegend des Aconcagua weit gegen das Meer herab, so daß auf eine sehr bedeutende Depression der eiszeitlichen Schneegrenze geschlossen werden kann. Aber auch heute schneefreie Gebirge der südlichen Hemisphäre haben die Züge, welche die Eiszeit ihrem Antlitz eindrückte, treu bewahrt. In Tasmanien und in den australischen Alpen konnten durch v. Haast, Lendenfeld, Hochstetter u. a. die Spuren der diluvialen Gletscher gefunden werden,

aus denen auf eine eiszeitliche Schneegrenzhöhe von 1800 bis 1900 m für das südöstliche Australien, von 800 bis 900 m für Tasmanien geschlossen wird.

Im Kaplande, am Zusammenfluß des Vaal- und des Oranjeflusses, und in der Nähe von Ladysmith findet sich ein Konglomerat, das Dwyka- oder Vaalkonglomerat, das gekritzte Geschiebe enthält, wie wir sie in den jüngeren Moränen haben. Diese Geschiebeformation, von welcher gleichalterige parallele Bildungen in Inneraustralien und in Tasmanien gefunden wurden, ist permo-karbonen Alters; sie stammt aus der Zeitperiode, welche auf die Ablagerung der Kohlenflöze folgte. Deshalb hat man, trotzdem sie genau die Struktur besitzt wie unsere Grundmoränen, in Zweifel gezogen, ob diese Blockformation wirklich glazialen Ursprungs ist. Es scheint aber, daß die meisten Forscher doch dahin neigen, diese Entstehungsart des Dwyka-Konglomerates als richtig anzusehen und darin den Beweis einer Vergletscherung Südafrikas während der jüngeren paläozoischen Zeit zu erblicken. Eine ganz ähnliche Bildung findet sich auch am Fuße der Gondwánaschichten in Vorderindien, an der Salt Range und in der Mitte der Halbinsel Dekan. Außer diesen drei großen Fundstätten der permo-karbonen Ablagerungen sind noch solche auf Rhode Island (Nordamerika) und in Schottland bekannt, welche die Ansicht stützen, daß schon vor der Quartärzeit eine Vergletscherung einzelner Gebiete der Erde stattfand.

Sichere Spuren ehemaliger größerer Ausdehnung der Gletscher sind auch in äquatorialen Gegenden beobachtet worden. So geht aus den Untersuchungen von W. Sievers hervor, daß in der Sierra Nevada de Sa. Maria in Venezuela, sowie in der Cordillere de Sa. Marta in Columbia die Eiszeitspuren so weit herabreichen, daß die eiszeitliche Schneegrenze in diesen, dem Äquator bis auf 10° n. Br. nahe gelegenen Gebirgen, etwa 400 bis 500 m tiefer als die heutige gelegen haben muß. A. Hettner hat in der Umgebung des Titicacasees Gletscherspuren in tiefer Lage entdeckt; A. Agassiz fand solche am Illimani in Bolivia, Stübel in den tiefen Tälern, welche vom Vulkan El Altar in Ecuador herabziehen. Der eisbedeckte Kenia in Ostafrika trug früher eine Eiskalotte, welche nach Gregory 1800 m tiefer herabreichte als die heutigen Gletscher dieses Vulkans, und am Kilimandjaro ist nach dem Berichte von Hans Meyer die Grenze der eiszeitlichen Gletscher in ähnlichem Maße herabgedrückt gewesen, wie am Kenia.

Auch in den arktischen Gebieten sind allerwärts Spuren der Eiszeit aufgefunden; F. Nansen fand sogar in der Taimyrbucht in Sibirien (76° n. Br.) erratische Blöcke.

In allen heute noch vergletscherten Gebieten konnten also bisher die Merkmale einer früheren, viel ausgedehnteren Vereisung nachgewiesen werden, und wenn auch noch nicht allerorts eine Gliederung der glazialen Ablagerungen ermöglicht ist, aus welcher mit gleicher Sicherheit, wie für die Alpen, das nordeuropäische und nordamerika-

nische Inlandeis auf eine periodische Wiederholung der Vergletscherungen geschlossen werden kann, so ist doch bisher festgestellt, daß der Betrag, um welchen während der Eiszeit die Schneegrenze tiefer lag als gegenwärtig, fast allenthalben gleich groß ist und annähernd 1000 m ausmacht. Das gilt, der Bestimmungsmethode entsprechend, in erster Linie für die jüngste, die Würmeiszeit.

IV. Ursachen der Eiszeit.

Diese fast gleichmäßige Depression der Schneegrenze ist von besonderer Wichtigkeit, wenn es gilt, die Ursachen der Eiszeit ausfindig zu machen. Daneben ist zu beachten, daß alle Gletschergebiete, ob sie der südlichen oder der nördlichen Halbkugel, den äquatorialen oder den polaren Ländern angehören, heute eine nahezu gleich große Reduktion ihrer Ausdehnung gegenüber der eiszeitlichen zeigen. Die klimatischen Schwankungen, die wir als nächste Ursache der großen Vergletscherungen ansehen müssen, können also nicht abwechselnd die eine, dann die andere Hemisphäre beeinflußt haben, denn sonst müßten wir auf der südlichen Halbkugel eine Vereisung finden von ungleich größerer Ausdehnung als die gegenwärtige. Die klimatischen Änderungen, welche die wiederholte Vergletscherung der europäischen und nordamerikanischen Gebirge brachten, müssen für die ganze Erde gleichzeitig eingetreten sein. Sie stellen sich dann in eine Reihe mit den Klimaschwankungen von viel kürzerer Periode, deren Bestehen E. Brückner erweisen konnte. Dieser Forscher gab außerdem selbst ein weiteres Argument für das gleichzeitige Eintreten der Eiszeit auf beiden Hemisphären. Wie nämlich die 35jährigen Schwankungen des Klimas, denen die der Gletscher annähernd folgen, von gleichsinnigen Schwankungen der abflußlosen Seen der ganzen Erde begleitet werden, so kann als feststehende Tatsache betrachtet werden, daß gleichzeitig mit der bedeutenden Eisbedeckung großer Festlandsgebiete eine weit größere Ausdehnung von Binnenmeeren stattfand. Gegenden, die jetzt sehr trockenes Klima besitzen, wie die Sahara, waren in jener Vorzeit reichlich bewässert. Das viel ausgedehntere Kaspische Meer war mit dem ebenfalls größeren Aralsee und mit dem Schwarzen Meere in Verbindung. Am Pangongsee, am Salzsee Tamoriri in Tibet, am Tso Kar und anderen Seen Zentralasiens konnten alte Strandlinien und Abflüsse 10 bis 75 m über dem gegenwärtigen Wasserspiegel nachgewiesen werden.

Der Lob-nor war nach chinesischen Berichten noch vor 4000 Jahren viel größer als jetzt; am Toten Meere wurden alte Strandlinien gefunden. In der Viktoriawüste im Innern Australiens, in der Atakamawüste in Südamerika wurden Trockentäler gefunden, welche auf das Vorhandensein wasserreicher und erosionsfähiger Flüsse während der Quartärzeit hindeuten. Auch am Titicacasee wurden 100 bis 120 m über dem gegenwärtigen Wasserspiegel Strandlinien gefunden, die einen

einstmals viel höheren Wasserstand anzeigen. Diese Beobachtungen verweisen auf Perioden sehr starken Niederschlages, welche im Laufe der letzten geologischen Epoche, der Quartärzeit, auftraten.

Daß Schwankungen im Wasserstande von abflußlosen Seen auch in der Quartärzeit stattfanden, konnte in Nordamerika vollständig erwiesen werden. Am Fuße der Sierra Nevada von Kalifornien bestanden während der „Seenperiode" zwei große, abflußlose Seen, der Lake Bonneville, dessen Rest der große Salzsee der Mormonen ist, und der westlich davon gelegene Lake Lahontan, von welchem Honney-Lake, Pyramid-Lake usw. die Überbleibsel sind. Die geologische Untersuchung der alten Seebecken, die 51 000 bzw. 22 000 km² messen, wurde von den amerikanischen Forschern C. K. Gilbert und J. C. Russell eifrig betrieben und führte zu dem Resultate, daß diese Becken zweimal hoch angefüllt waren und daß sich zwischen die Zeiten des hohen Wasserstandes eine Periode einfügt, in welcher Flüsse den alten Seeboden durchströmten und ihr Gerölle auf ihm ablagerten. Die Seen des Lahontangebietes, welche heute salziges Wasser enthalten, müssen nach Russell noch vor 400 bis 500 Jahren ganz trocken gelegen haben. Wie lange sie während der „intralakustren" Zeit trocken lagen, läßt sich nicht sagen; aber da die Ablagerungen aus dieser Periode sehr viel mächtiger sind als die der postlakustren Zeit, so war die letztere jedenfalls viel kürzer als erstere. Beide Seen änderten ihre Größe also in ganz analoger Weise wie die Gletscherbedeckung. Von zwei kleineren Seen, dem Monosee, der wie die anderen dem Great Basin Kaliforniens angehört, und dem Surprisetalsee in Oregon, ist außer diesen Schwankungen noch bekannt, daß sie gleichzeitig mit den Gletschern existierten, die von der Sierra Nevada und den Cascade Mountains herabstiegen. „Zweimal drangen die Gletscher herab und zweimal hob sich das Niveau des Monolake ihnen entgegen." (E. Brückner.)

Die Analogie zwischen den Gletscherschwankungen und den Seespiegelschwankungen während der Diluvialzeit ist demnach eine fast ebenso weitgehende, wie die zwischen den beiden Phänomenen in der Gegenwart. Und da dieselben nach einem allerdings spärlichen Beobachtungsmateriale, das R. Sieger kritisch bearbeitete, für die ganze Erde als parallel gehend angenommen werden können, so darf wohl auch die Gleichzeitigkeit der großen Vergletscherungen und des großen Wasserreichtums heute trockener Gebiete als gültig angesehen werden.

So ist nach dem gegenwärtigen Stande der Erfahrungen anzunehmen, daß die Eiszeiten auf der ganzen Erde gleichzeitig eintraten.

Jede Theorie, welche die Schwankungen im Wärmehaushalt der Erde erklären soll, die wir als nächste Ursache der wiederholten, durch lange Interglazialzeiten voneinander getrennten Vergletscherungen an-

zusehen haben, muß nach den vorausgehenden Darlegungen folgende Bedingungen erfüllen:

1. Zeitweise Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur um 4 bis 6° gegenüber der gegenwärtigen.

2. Vergrößerung der Niederschlagsmengen. (Wegen der Gleichzeitigkeit der Vergletscherungen und des großen Wasserreichtums abflußloser Gebiete.)

3. Periodische Wiederholung der Vorgänge. Die Dauer der Periode hätte zirka 50 000 Jahre zu umfassen.

4. Gleichzeitiger Eintritt derselben Phase dieser Periode auf der ganzen Erdoberfläche.

5. Eintritt einer Vergletscherung am Ende des paläozoischen Zeitalters.

Die Punkte 1 und 2, welche die meteorologischen Bedingungen der Eiszeit kurz umfassen, verlangen klimatische Verhältnisse, die gegenwärtig etwa während des Frühlings im Hochgebirge herrschen, für den größten Teil des ganzen Jahres; also in erster Linie niedrigere Sommertemperatur und in deren Folge reichlichere Niederschläge. Der Gegensatz zwischen den Jahreszeiten muß also geringer gewesen sein als heute.

Versuchen wir, über die Fülle der vorhandenen Theorien einen Überblick zu gewinnen, so können wir dieselben gruppieren in

1. astronomische, d. h. solche, die das Auftreten der Eiszeiten in ursächlichen Zusammenhang mit den Änderungen bringen, welchen die Bewegung der Erde im Raum unterworfen ist;

2. geologische, d. h. solche, die eine andere Verteilung von Wasser und Land in Folge von Hebungen und entsprechenden Senkungen, welche durch die vulkanische Tätigkeit oder auch durch Abtrag der Landoberflächen und Anhäufung der Erosionsprodukte im Meere herbeigeführt wurden, annehmen;

3. physikalische, als welche ich die besonders in jüngster Zeit aufgetretenen Theorien bezeichnen will, die als Ursache der großen Klimaschwankungen eine Änderung in der Strahlendurchlässigkeit der Atmosphäre voraussetzen.

Was zunächst die geologischen Theorien anlangt, so sind für sie die oben unter 3 und 4 angegebenen Bedingungen kaum zu erfüllen. Zudem sind als Anzeichen für beträchtliche Hebungen bzw. Senkungen von Festlandsgebieten in vielen Fällen „alte Strandlinien" benutzt, die sich ungezwungener als Trogränder, wie sie durch aufeinander folgende Vergletscherungen erzeugt werden, erklären ließen.

Die astronomischen Theorien stützen sich auf folgende Tatsachen:

Die Erde wird bei ihrer Bewegung nicht nur von der Sonne, sondern auch von den Planeten beeinflußt; sind deren Massen auch gegenüber der Sonnenmasse sehr klein, so reichen sie doch aus, um periodische

Störungen zu verursachen, welche sich in einer geringen Gestaltsänderung der Erdbahn und in einer Änderung der Neigung der Erdachse gegen die Ekliptik äußern.

Die Exzentrizität der Erdbahn, die jetzt 0,01677 beträgt, hat eine Periode von zirka 86 000 Jahren und bewegt sich zwischen den Grenzen 0,0677 und 0,0000 nach Stockwell, zwischen 0,07775 und 0,00331 nach Leverrier. Diese Grenzwerte werden jedoch nur sehr selten erreicht. Seit 18 000 Jahren sinkt die Exzentrizität von ihrem damaligen Werte 0,019; in zirka 25 000 Jahren wird sie einen Tiefstwert erreichen.

Die Schiefe der Ekliptik hat nach dem Ergebnis der Störungsrechnungen eine Periode von zirka 40 000 Jahren. Die Größe des Winkels zwischen Ekliptik und Äquator ändert sich während dieser Zeit zwischen 21° 0′ und 24° 36′. Sie hatte vor 9076 Jahren einen Maximalwert (24° 15′) und wird in 10 144 Jahren ihren nächsten Minimalwert (22° 30′) erreichen.

Andere, als diese beiden Änderungen von langer Periode sind für die Bewegung der Erde bei der Behandlung des Vielkörperproblems nicht abgeleitet worden. Vielmehr ergibt dieselbe nach K. Schwarzschild, daß die Stabilität des Planetensystems sicher für 1 Million, wahrscheinlich auch für 1000 Millionen Jahre ungestört angenommen werden darf.

Als eine dritte, aus den astronomischen Beobachtungen unmittelbar abgeleitete Änderung in der Erdbewegung kommt hinzu die mit der Präzession des Frühlingspunktes zusammenhängende Rotation der Erdachse um die Ekliptikachse. Die Bewegung hat eine Periode von zirka 21 000 Jahren. Ihre nächste Folge ist eine Verschiebung des Eintrittes der Jahreszeiten gegenüber der Stellung der Erde in den extremen Punkten der Erdbahn. Gegenwärtig befindet sich die Erde anfangs Januar in Sonnennähe; nach einem der Keplerschen Gesetze ist die Geschwindigkeit der Erde in ihrer Bahn in dieser Stellung am größten und daraus ergibt sich für die nördliche Halbkugel ein kurzer Winter, für die südliche ein kurzer Sommer. Die Differenz zwischen Winter- und Sommerhalbjahr beträgt ungefähr acht Tage. Nach Ablauf von zirka 10 000 Jahren wird die Erde im Juli in Sonnennähe sein. Dann ändert sich das Verhältnis der Jahreszeiten in das entgegengesetzte und der Winter der Nordhalbkugel wird um acht Tage länger sein, als deren Sommer.

Im gleichen Sinne, d. h. den Unterschied in der Intensität der Jahreszeiten einer Halbkugel verschärfend, wirkt eine Zunahme der Exzentrizität der Erdbahn. Gegenwärtig beträgt der Unterschied der Wärmemenge, die der Erdoberfläche in der Sonnennähe zugestrahlt wird, gegenüber der, welche sie in Sonnenferne erhält, 0,067 der ersteren. Zu Zeiten größter Exzentrizität kann dieser Unterschied auf 0,3 wachsen (Hann). Die Änderungen in der Ekliptikschiefe äußern sich derart, daß bei einem Maximum dieser Größe der Pol 5 Proz. seiner heutigen

Bestrahlung gewinnt, der Äquator 0,5 Proz. derselben verliert (vgl. S. 35). Für Breiten von zirka 45° (Alpen) würde keine Änderung eintreten. Während des Minimums der Ekliptikschiefe, wenn also die Erdachse möglichst weit aufgerichtet ist, wird die Bestrahlung des Poles kleiner, die der äquatorialen Gegenden größer, als gegenwärtig. Die Schwankung macht aber auch nicht wesentlich größere Beträge aus, als die soeben angegebenen.

Die für die extremen Stellungen der Erde abgeleiteten Änderungen des „solaren" Klimas führen also alle auf eine Verschärfung des Gegensatzes zwischen den Jahreszeiten. Die aus diesen Änderungen abzuleitenden Variationen des physischen Klimas werden von verschiedenen Meteorologen durchaus nicht übereinstimmend angegeben.

Keine der periodischen Änderungen der Erdbewegung ist für sich allein ausreichend, um klimatische Veränderungen hervorzurufen, die das Eintreten und Wiederverschwinden einer Eiszeit begreiflich machen. Auch die Untersuchung der vereinigten Wirkungen führte bisher zu keinem befriedigenden Resultat. Die Diskussion über die geistreich durchgearbeitete Theorie von James Croll ergab bis jetzt, daß selbst zur Zeit großer Exzentrizität, wenn der Winter in Sonnenferne fällt und 200 Tage dauert, die Änderung des „solaren" Klimas zu unbedeutend wird, um als Ursache einer Eiszeit angenommen werden zu können. Dazu kommt noch die Schwierigkeit, daß nach dieser Theorie, wie nach den übrigen astronomischen, die Eiszeiten auf beiden Halbkugeln abwechselnd aufgetreten sein müßten, so daß zum mindesten die ehemals stärkere Vergletscherung der äquatorialen Gebirge unerklärt bliebe.

Man hat auch erwogen, ob nicht eine Verschiebung der Rotationsachse im Erdkörper eingetreten sein könnte, welche den Nordpol um 10 bis 15° südlich verlegen würde (R. Oldham). Durch Beobachtungen, die in jüngster Zeit zu Berlin, Prag, Potsdam und gleichzeitig in Honolulu ausgeführt wurden, ist allerdings festgestellt, daß die Polhöhen dieser Orte Schwankungen im gleichen Sinne erfahren, welche Beträge von 0,5 bis 0,6 Bogensekunden ausmachen. Die Polhöhenschwankung, seit 1890 an mehreren Sternwarten bestimmt, zeigt eine Periode von zirka 14 Monaten; das bisherige Beobachtungsmaterial erlaubt jedoch keine Schlüsse auf säkulare Änderungen. Zudem spricht die Stabilität des Planetensystems (s. o.) entschieden gegen eine so bedeutende Verlegung der Erdachse, wie sie zur Umwandlung der ehemaligen großen Inlandeisdecken der Nordhalbkugel in polare Gebiete notwendig wäre.

So lassen also, wie L. de Marchi in einer eingehenden Besprechung der Eiszeittheorien hervorhebt, alle astronomischen und geologischen Theorien, die bis jetzt aufgestellt wurden, eine annehmbare Erklärung vermissen. Er selbst sprach 1895 die Ansicht aus, daß variable Durchlässigkeit der Luft für die Sonnenstrahlung, durch Ände-

rungen im Wasserdampfgehalt hervorgerufen, als ausreichender Grund für die Klimaschwankungen gelten könne. Er denkt sich den jetzigen Durchlässigkeitskoeffizienten 0,6 in 0,54 umgewandelt und berechnet die daraus folgenden Änderungen der mittleren Jahrestemperatur für die verschiedenen Breitengrade und für ozeanisches und kontinentales Klima. Er findet am Pole Temperaturerniedrigungen von zirka 5°, bei 10° Breite solche von 0,1°. Der Temperaturunterschied zwischen Pol und Äquator wird verschärft, was zu lebhafteren Luftströmungen führen würde. Die Ursachen für die Änderung der Strahlungsdurchlässigkeit gab de Marchi nicht an.

Svante Arrhenius betrachtet (1896) als Ursache der Klimaänderungen Schwankungen im Kohlensäuregehalt der Atmosphäre. Er benutzt das reichliche Beobachtungsmaterial von K. Ångström, Paschen, Rubens und Aschkinass über die Absorption der dunkeln Strahlung in der Luft, aus dem hervorgeht, daß diese hauptsächlich durch Wasserdampf und Kohlensäure bewirkt wird. „Was die Gase absorbieren, das strahlen sie wieder in den Weltraum aus, wobei die Ausstrahlung von der Temperatur des strahlenden Körpers abhängt. Die höheren Luftschichten enthalten wegen ihrer niedrigen Temperatur sehr wenig Wasserdampf; dieser ist gegen die Erdoberfläche hin konzentriert. Die Kohlensäure dagegen ist ziemlich gleichmäßig durch die ganze Atmosphäre verteilt und ihre obersten ausstrahlenden Schichten haben demzufolge eine sehr niedrige Temperatur. Je stärker der Kohlensäuregehalt der Luft ist, um so höher liegen die hauptsächlich strahlenden Schichten dieses Gases, um so niedriger wird ihre Temperatur und infolgedessen die mittlere Temperatur der Erde als Strahlungskörper betrachtet; um so weniger Wärme verliert also die Erde. Die Kohlensäure, und in gleicher Weise der Wasserdampf der Atmosphäre, wirkt als eine schützende Decke, deren Dicke und wärmeschützende Eigenschaft mit der Kohlensäuremenge (und dem Wasserdampfgehalt) zunimmt."

Vor allem mit Benutzung der Beobachtungsergebnisse Langleys bestimmt Arrhenius die Strahlung eines schwarzen Körpers von 15° C vor und nach der Absorption durch eine Kohlensäureschicht und findet, daß die Ausstrahlung dieses Körpers (der Erde) durch den Kohlensäuregehalt wesentlich geändert wird. (Nach K. Ångström dürfte die Absorption durch die Kohlensäure kaum 16 Proz. der Erdstrahlung übersteigen.) Beträgt dieser gegenwärtig „1", so wird, wenn der Wasserdampfgehalt der durchstrahlten Schicht „0,3" ausmacht, die jetzige Durchlässigkeit von 37,2 Proz., beim 2-, 6-, 40fachen Kohlensäuregehalt auf 27,0, 10,9 bzw. 0,9 Proz. reduziert. Weil aber das Absorptionsspektrum in seinem sichtbaren Teile keine wesentliche Änderung mit zunehmendem Kohlensäuregehalt der durchstrahlten Luftschicht zeigt, so wird die Sonneneinstrahlung durch wechselnden Kohlensäuregehalt weniger beeinflußt, als die Erdausstrahlung.

Es läßt sich nun unter Annahme des Strahlungsgesetzes von Stefan die Temperatur der Erdoberfläche als Funktion des Absorptionskoeffizienten darstellen und auch die Temperaturänderungen lassen sich ermitteln, welche sich ergäben, wenn der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre in bestimmter Weise verändert würde.

Die von Arrhenius berechneten Temperaturänderungen, welche einträten, wenn der Kohlensäuregehalt statt des gegenwärtigen = 1 gesetzten ein anderer wäre, sind:

Kohlensäuregehalt	0,67	1,5	2,0	2,5	3,0
	Temperaturänderungen				
65° n. Br.	— 3,1	3,5	6,0	7,9	9,3
46° n. Br.	— 3,3	3,6	5,9	7,7	9,2
0°	— 3,0	3,1	4,9	6,5	7,3
45° s. Br.	— 3,4	3,7	5,9	7,8	9,2

Eine Reduktion des Kohlensäuregehaltes der Luft auf zwei Drittel des gegenwärtigen hätte also eine allgemeine Temperaturerniedrigung zur Folge, welche zur Erzeugung einer Eiszeit als hinreichend angesehen werden könnte; einer Steigerung der CO_2-Menge auf das 2,5- bis 3fache würden um 8 bis 9° höhere Temperaturen in den Polargegenden entsprechen, bei denen edle Baumarten auf Grönland und Spitzbergen gedeihen könnten.

Vermehrung der Kohlensäure in der Luft findet statt durch vulkanische Ausbrüche, Verbrennung kohlenstoffhaltiger Meteorite, Verbrennung von organischen Substanzen, sowie in untergeordnetem Maße durch Zersetzung von Carbonaten und Freiwerden von in Mineralien eingeschlossener Kohlensäure.

Verbraucht wird die in der Luft enthaltene Kohlensäure bei Bildung von Carbonaten aus Silicaten durch Verwitterung und bei den vegetativen Prozessen. Da nicht in allen geologischen Epochen die Erzeugung der Kohlensäure und der Verbrauch derselben gleich groß sind, so muß der Kohlensäuregehalt der Luft Schwankungen unterworfen sein.

Man müßte sich also denken, daß etwa Perioden reicher vulkanischer Tätigkeit mit starker Kohlensäureproduktion und steigendem Wärmeschutz der Erdoberfläche abwechseln mit Zeiträumen, in denen die Vulkane ruhen, die Luft sehr arm an Kohlensäure ist und die Temperatur der Erdoberfläche entsprechend sinkt. Von einer Periodizität der vulkanischen Tätigkeit aber haben wir bisher so wenig Kenntnis, als von einer mit derjenigen der Eiszeit annähernd zusammenfallenden in den übrigen Vorgängen, welche den Kohlensäuregehalt der Luft beeinflussen.

Von den gleichen Grundgedanken wie de Marchi und Arrhenius geht Marsden Manson aus, dessen Aufstellungen etwa in folgender Weise wiedergegeben werden können. Im Laufe ihres Abkühlungsprozesses kam die Erde auf eine Temperatur unter 100°. Seitdem kann Wasser über die Erdoberfläche fließen und sich in Meeren sammeln und Wolken können in der Atmosphäre treiben. Der Wolkenreichtum ist für die Art der weiteren Abkühlung des Erdkörpers und für die Entwickelung des Klimas von größter Bedeutung. Wärmestrahlen können Nebel und Wolken nur mit bedeutender Schwächung ihrer Intensität durchdringen. Die Erde erhielt Strahlungsenergie, soweit diese die Wolken passieren konnte, und verlor Wärme durch Verwandlung von Wasser in Dampf und durch Strahlung von der kalten Außenfläche ihrer Wolkendecke; diese wurde durch die von der Eigenwärme der Erde und der von außen zugestrahlten Wärme herrührende Dampfbildung unterhalten. Während ihres Bestehens wirkte die Wolkendecke konservierend auf die Eigenwärme der Erde, verlangsamte also den Abkühlungsprozeß. Die Oberflächentemperaturen der von der Wolkenhülle umgebenen Erde mußten so lange von den äußeren Wärmequellen fast unabhängig sein, bis der größere Teil des Wassers auf das Minimum seiner Dichte gebracht, oder in Eis verwandelt war. Vor diesem Stadium klimatischer Entwickelung war die Oberflächentemperatur fast ausschließlich durch die Eigenwärme der Erde bestimmt und von der geographischen Breite unabhängig. Die zustrahlende Energie ersetzte zum Teil die Wärme, die durch Strahlung an der kalten Außenfläche der Wolkendecke in den Raum verloren ging. Nur mit Erhebung über das Meeresniveau konnte sich die Oberflächentemperatur ändern. Die geringere spezifische Wärme des Festlandes und seine größere Strahlungsfähigkeit verursachte eine raschere Abkühlung desselben; hier wurde die Eistemperatur erreicht, bevor die Meere annähernd auf die Temperatur der maximalen Wasserdichte gebracht waren; daher mußte auf den Landflächen, besonders in den Hochregionen derselben, Schneeansammlung erfolgen, bis die Wasserdampfbildung vom Meere aus ungenügend wurde, um die Wolkendecke zu erhalten, welche die Erde weiterhin gegen die Sonnenenergie schützte. Die Schneeansammlung mußte von der geographischen Breite fast unabhängig sein. Nachdem die Wolkendecke abnahm, konnte Sonnenenergie in genügender Menge bis zur Erdoberfläche gelangen und hier ihre Herrschaft über das Klima begründen. Eine neue Verteilung der Oberflächentemperatur wurde veranlaßt, welche hauptsächlich von der Exposition gegen die Sonne, also von der geographischen Breite abhängig war und durch Erhebung über das Meeresniveau und lokale Verhältnisse beeinflußt wurde. Die Sonnenenergie wurde von der Erdoberfläche absorbiert, wofür diese dunkle Strahlen aussandte, die durch Wasserdampf und Kohlensäure der Atmosphäre teilweise festgehalten wurden. Wegen dieser auswählenden Absorption mußte eine allmähliche Temperatursteigerung

eintreten, auf die der fortgesetzte Rückgang der glazialen Bedingungen zurückzuführen ist.

Nach dieser Deduktion Mansons wäre die Eiszeit in die Übergangszeit gefallen, welche zwischen der nun bestehenden Herrschaft des solaren Klimas und dem früheren von der Sonnenstrahlung fast unabhängigen Erdklima lag. Sie könnte, ihre völlige Richtigkeit vorausgesetzt, wohl zur Erklärung des Auftretens einer einzigen Vergletscherung herangezogen werden. Aber die periodische Wiederholung? Um diese innerhalb Mansons Gedankenreihe zu erklären, müßte man annehmen, daß die Erde unter dem Einfluß der Sonnenstrahlung sich allmählich so weit erwärmt, daß neuerdings intensive Wolkenbildung, daraus folgender Schutz gegen Wärmezustrahlung, neue Vergletscherung der hochgelegenen und polaren Gebiete usw. eintreten müßten. Die bisher bekannten Messungen über Wärmeaufnahme und Wärmeausstrahlung durch den Erdboden, selbst Th. Homéns sorgfältige Untersuchungen, berechtigen jedoch nicht zu dieser Annahme. Durch lange Zeiträume fortlaufende Beobachtungsreihen der Wärmeein- und -ausstrahlung besitzen wir nicht. Dazu kommt als weitere Schwierigkeit gerade für diese Theorie, daß wir ziemlich sichere Spuren einer Eiszeit am Ausgange des paläozoischen Alters der Erde kennen. Diese hätte also vor dem Eintritt des tropischen Klimas bestanden, das zu Beginn der Tertiärzeit in unseren Breiten herrschte.

Man sieht, auch die physikalischen Theorien der Eiszeiten befriedigen noch nicht.

Erwähnen wir schließlich noch, um die beachtenswertesten Erklärungsversuche aufgezählt zu haben, die Theorie von E. Dubois. Dieser Forscher weist darauf hin, daß in den langen Zeiträumen, die die Erdgeschichte umfasst, die Sonne gewisse Veränderungen durchgemacht haben muß. Sie hat sich von einem weißleuchtenden Sterne allmählich in einen gelbleuchtenden und dann in einen rotleuchtenden umgewandelt. Aber die Abkühlung vollzog sich nicht gleichmäßig. Daher ist auch die der Erde zukommende Sonnenstrahlung nicht immer gleich stark gewesen. Den Schwankungen, die die Sonne vom roten Stadium zurück ins gelbe machte, würden die Interglazialzeiten, den umgekehrten die Eiszeiten entsprechen. — So berechtigt die Schlüsse Dubois' sein mögen — sie liegen völlig außerhalb unserer Kontrolle; sie dürfen also erst dann zur Erklärung herangezogen werden, wenn alle anderen Erklärungsversuche, die sich auf sicher nachweisbare Tatsachen stützen, endgültig als unbrauchbar verworfen sind. So weit sind wir aber gegenwärtig noch nicht.

Die Ursache der Eiszeiten ist uns ein Rätsel, zu dessen Lösung am meisten beigetragen wird, wenn die klimatischen Verhältnisse der heutigen Gletschergebiete und die Spuren der Eiszeit auf der Erdoberfläche noch weiter erschlossen werden, als dies gegenwärtig der Fall ist.

Ergänzungen und Berichtigungen.

Zu Seite 9. Zeile 4 des Textes lies: Optisch einachsig.

Zu Seite 28. Zeile 4 von oben lies: regeliert.

Zu Seite 167. In einer während des Druckes dieses Buches erschienenen Abhandlung: Eis- und Gletscherstudien legt Hs. Crammer eingehend dar, was er über die Forelsche Streifung beobachtete. Er bestätigt die schon von Forel und Hagenbach ausgesprochene Vermutung, daß die Streifung stets senkrecht zur Hauptachse des Eiskristalles verläuft. Sie wird durch das Ausstreichen der Plättchen gebildet, aus denen der Kristall aufgebaut ist.

Auch die Forelschen Streifen sind keine besondere Eigentümlichkeit der Gletscherkörner, sondern können auf allen Eiskristallen beobachtet werden.

Zu Seite 205. A. Penck berichtet von drumlinähnlichen Haufen im Moränengebiet des Grüblferners. Ähnliche Anordnung des Grundmoränenschuttes sah ich 1903 auch vor dem Alpeiner Ferner.

Zu Seite 285. Zeile 6 von oben lies: Dirty-Gletscher.

Literatur-Nachweis.

Die fettgedruckten römischen Ziffern bedeuten die Abschnitte dieses Buches, in denen das bezeichnete Werk hauptsächlich verwendet wurde. E. = Einleitung.

Agassiz, L.: Untersuchungen über die Gletscher. Nebst Atlas. Solothurn 1841. E. **XI.**

Agassiz, L.: Système glaciaire. Nouvelles études et experiences sur les glaciers actuels. Paris 1847. **V, VI, VII, VIII.**

Ångström, K.: Über die Abhängigkeit der Absorption der Gase, besonders der Kohlensäure, von der Dichte. Annalen der Physik **6**, 1901. **XI.**

Arctowski, H.: Die erste meteorologische Jahresreihe aus dem Südpolargebiete. Peterm. Mitt. 1899. Referat. **II.**

Arrhenius, S.: Über den Einfluß des atmosphärischen Kohlensäuregehaltes auf die Temperatur der Erdoberfläche. Bihang till kongl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar **22**, 1896/97. **XI.**

Arrhenius, S.: Über die Wärmeabsorption durch Kohlensäure. Annalen der Physik **4**, 1901. **XI.**

Arrhenius, S.: Lehrbuch der Kosmischen Physik. Leipzig 1903. **XI.**

Augustin, F.: Die Temperaturverhältnisse der Sudetenländer. Sitzungsber. d. böhm. Akad. d. Wissensch. Prag 1900. **II.**

Baltzer, A.: Studien am Untergrindelwaldgletscher. S.-A. aus den Denkschriften der Schweizer naturf. Gesellschaft, Bd. XXXIII, 1898. Zürich 1898. **VII, IX.**

Barnes, H. T.: Das spezifische Gewicht des Eises. Physik. Zeitschrift III. 1901. **I.**

Berichte der schweizer Gletscherkommission 1875—1899. Verh. d. Schweizer naturf. Gesellschaft. **V, VIII, IX.**

Berichte über die wissenschaftlichen Untersuchungen des Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. I—XXXIV. Mitteilungen des D. u. Ö. Alpenvereins 1891—1903. **V, IX.**

Billwiller, R.: La répartition des pluies en Suisse. Archives des sciences phys. et nat. Genève 1897. **II.**

Blaas, J.: Geologischer Führer durch Tirol. Innsbruck 1902. **XI.**

Blümcke, A.: Über die Frostbeständigkeit von Baumaterialien. Zentralbl. der Bauverwaltung 1885 u. 1889. **VII.**

Blümcke, A. und S. Finsterwalder: Zur Frage der Gletschererosion. Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. königl. bayer. Akad. d. Wissensch. 1890, Bd. XV. München 1890. **VII.**

Blümcke, A. und H. Heß: Der Hochjochferner im Jahre 1893. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1895. V.

Blümcke, A. und H. Heß: Nachmessungen am Vernagt- und Guslarferner. Wiss. Erg.-Hefte zur Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V. I. Anhang 1897. V, IX.

Blümcke, A. und H. Heß: Untersuchungen am Hintereisferner. Wiss. Erg.-Hefte z. Zeitschr. d. D. u. Ö. A-V. II. München 1899. V, VII, VIII, IX, X.

Blümcke, A. und H. Heß: Tiefbohrungen auf dem Hintereisferner. Mitt. d. D. u. Ö. A.-V. 1901, 1902, 1903. V, X.

Blümcke, A. und H. Heß: Einiges über den Vernagtferner. Mitt. d. D. u. Ö. A.-V. 1902. IX.

Böhm, A. v.: Geschichte der Moränenkunde. Abh. d. k. k. geogr. Ges. in Wien. Wien 1901. E. VII, X.

Böhm, A. v.: Das Karlseisfeld einst und jetzt. Vorträge des Vereins zur Verbreitung naturw. Kenntnisse zu Wien XLIII. Wien 1903. IX.

Borchgrevingk, E.: Die meteorologischen und erdmagnetischen Ergebnisse der antarktischen Expedition des Jahres 1899/1900. Geogr. Journ. 1900. Met. Zeitschr. 1900. Referat. II.

Britische antarktische Expedition. Meteorologische Ergebnisse der britischen antarktischen Expedition in der Nähe des Mt. Erebus. Met. Zeitschr. 1903. Referat. II.

Brodrick, T. N.: Études sur les glaciers du District de Canterbury (Nouvelle Zeelande). Extr. du Compte rendu du congrès géologique internat. 1894. Zürich 1894. IV, V.

Brückner, E.: Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Pencks Geogr. Abhandlungen IV, 2. Wien 1890. II, IX, XI.

Brückner, E.: Untersuchungen über die tägliche Periode der Wasserführung und die Bewegung von Hochfluten in der oberen Rhone. Peterm. Mitteilungen 1895. VIII.

Brückner, E., vgl. auch A. Penck und E. Brückner.

Buchanan, J. Y.: The Size of the Ice-grain in glaciers. Nature 1891. VI.

Chamberlin, T. C.: Vgl. einen Abschnitt in J. Geikie: The great Ice age. London 1894. XI.

Connel, Mc. J. C. und J. D. Kidd: On the plasticity of glacier and other ice. Proc. of the Royal Society 44, 1888. I.

Connel, Mc. J. C.: On the plasticity of Ice. Proc. of the Royal Society 49, 1890—1891. I.

Conway, W. M.: Climbing and Exploration in the Karakorum Himalaya. London 1894. IV.

Conway, W. M.: First crossing of Spitzbergen. London 1897. III, IV.

Conway, W. M.: With Ski and Sledge over arctic glaciers. London 1898. III, IV.

Crammer, Hans: Über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Blätterung und über die Bewegung der Gletscher. Zentralblatt f. Mineralogie usw. 1902. X.

Crammer, Hs.: Eis- und Gletscherstudien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. XVIII. 1903. Erg. S. 407.

Delebecque, A., L. Duparc und J. Vallot: Sur la catastrophe de St. Gervais. Archives de Genève 1892.

Drygalski, E. v.: Die Grönlandexpedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1897. II, IV, V, VI, VIII, IX, X.

Ekholm, N.: On the variations of the Climate of the Geological and Historical Past and their Causes. The Quaterly-Journal of the Royal meteorological Society XXVII, 1901. XI.

Ekholm, N.: Über Emission und Absorption der Wärme und deren Bedeutung für die Temperatur der Erdoberfläche. Met. Zeitschr. 1902. XI.

Eidgen. hydrometr. Bureau. Wasserverhältnisse der Schweiz; Rhonegebiet von den Quellen bis zum Genfer See. Bern 1898. VIII.

Eidgen. hydrometr. Bureau: Graphische Darstellung der schweizer hydrometrischen Beobachtungen und der Lufttemperaturen und Niederschlagsmengen für das Jahr 1900. Bern 1902. VIII.

Eidgen. hydrometr. Bureau: Graphische Darstellung der schweizer hydrometrischen Beobachtungen und der Lufttemperaturen und Niederschlagsmengen für das Jahr 1901. Bern 1902. VIII.

Eidgen. hydrometr. Bureau: Messung der Wassermenge der Massa bei Bitsch 29. Januar 1902. Bern 1902. VIII.

Eidgen. hydrometr. Bureau: Messung der Wassermenge des Muttbaches oberhalb Gletsch 29. Januar 1903. Bern 1903. VIII.

Eidgen. hydrometr. Bureau: Messung der Wassermenge der Rhone in Gletsch. 29. Januar 1903. Bern 1903. VIII.

Eidgen. hydrometr. Bureau: Messung der Wassermenge der Rhone und ihrer Zuflüsse bei Gletsch. 16. bis 19. August 1902. Bern 1903. VIII.

Elster, J. und H. Geitel: Elektrische Beobachtungen auf dem Sonnblick. Jahresbericht des Sonnblick-Vereins 1893. II.

Emden, R.: Über das Gletscherkorn. Gekrönte Preisschrift. Basel 1890. VI, X.

Engell, Ph.: Schwankungen des Jakobshavngletschers. Peterm. Mitteilungen. 1903.

Fabian, O.: Dehnbarkeit und Elastizität des Eises. Carls Repertorium XIII. I.

Favre, A.: Carte des anciens glaciers de la Suisse. Bern 1853. XI.

Fenneman, N. M.: The Arapahoe-glacier in 1902. The Journal of Geology, Vol. X. Chicago 1902. IV.

Filippi, F. de: Die Forschungsreise Sr. königl. Hoheit des Prinzen Ludwig Amadeus von Savoyen, Herzogs der Abruzzen, nach dem Eliasberg in Alaska im Jahre 1897. Leipzig 1900. II, IV.

Finsterwalder, S.: Der Gliederferner. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1888. V, IX, X.

Finsterwalder, S.: Das Wachsen der Gletscher in der Ortlergruppe. Mitt. d. D. u. Ö. A.-V. 1889. IX.

Finsterwalder, S.: Die Gletscherausbrüche des Martelltales. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1890. IX.

Finsterwalder, S.: Wie erodieren die Gletscher? Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1891. VII.

Finsterwalder, S.: Der Vernagtferner, seine Geschichte und seine Vermessung in den Jahren 1888—1889. Wissenschaftl. Ergänzungshefte zur Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. Graz 1897. V, VIII, IX, X.

Finsterwalder, S.: Über die innere Struktur der Mittelmoränen. Sitzungsbericht der königl. bayer. Akad. d. Wissensch. XXX, 1900. VII.

Finsterwalder, S.: Die Erscheinungen, welche einem Gletschervorstoß vorausgehen. Verh. des XIII. deutschen Geographentages zu Breslau 1901. Berlin 1901. IX.

Finsterwalder, S.: Bericht der internationalen Gletscherkommission. Dem internationalen Geologenkongreß zu Wien erstattet von ihrem derzeitigen Präsidenten. Comptes rendus de la IXe session à Vienne. Wien 1904. X.

Finsterwalder, S. und H. Heß: Beobachtungen am Vernagt-Guslarferner im Jahre 1897. Mitteilungen des D. u. Ö. A.-V. 1897. IX.

Finsterwalder, S. und H. Schunck: Der Suldenferner. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1887. V, IX, X.

Finsterwalder, S. und H. Schunck: Der Gepatschferner. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1888. IV, V, IX.

Forbes, J. D.: Reisen in den Savoyer Alpen, aus dem Englischen übersetzt von G. Leonhard. Stuttgart 1845. V, VI, IX, X.

Forbes, J. D.: Occasional papers on the Theory of glaciers. Edinburgh 1859. V, X.

Forel, F. A.: Études glaciaires. Archives des sciences phys. et nat. Genève 1887. VI.

Forel, F. A.: Perméabilité du glacier. Archives des sciences phys. et nat. Genève, T. XVIII. X.

Forel, F. A.: Les Variations periodiques des glaciers des Alpes. 22 Rapports. S.-A. aus den Jahrbüchern des Schweizer Alpenklubs, 1879—1901. Bern. VIII, IX.

Forel, F. A.: Jean-Pierre Perraudin de Lourtier. Bull. Soc. vaudoise des sciences naturelles XXXV. Lausanne 1899. E.

Forel, F. A.: Les Variations périodiques des glaciers. Extr. des Archives des sciences phys. et nat. Genève 1900. IX.

Frankland, E.: Physikalische Ursache der Eiszeit. Poggendorffs Annalen 123, 1864. XI.

Fricker, K.: Entstehung und Verbreitung des antarktischen Treibeises. Leipzig 1893. II, IV.

Fritzsch, M.: Verzeichnis der bis zum Sommer 1896 in den Ostalpen gesetzten Gletschermarken. Wien 1898. IX.

Geikey, James: The great Ice-Age. London 1894. XI.

Greim, G.: Studien aus dem Pazuann. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. V, Heft 4. VII, VIII.

Güßfeld, P.: Reise in den Andes von Chile und Argentinien. Berlin 1888. VIII.

Hagenbach-Bischoff, E.: Das Gletscherkorn. Verh. d. naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. 7, 1888. VI, X.

Hagenbach-Bischoff, E.: Über Gletschereis. Verh. d. naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. 8, 1889. X.

Hagenbach-Bischoff, E.: Vermessungen des Rhonegletschers während 25 Jahren. Verh. des VII. internat. Geographenkongreß zu Berlin 1899. Berlin 1900. II, V, VI, IX.

Hagenbach-Bischoff, E. und F. A. Forel: La température de la glace dans l'intérieur du glacier. Extr. des Archives des sciences phys. et nat. XXI, 1889. V.

Hamberg, A.: Om Kvickjocksfjällens glacierer. Geolog. Foreningen i. Stockholm. Förhandlingar, Bd. 19, II, V. Bd. 21, VIII.

Hamberg, A.: Sarjekfjällen. S.-A. aus Ymer 1901. II, V.

Hann, J.: Handbuch der Klimatologie. Stuttgart 1897. II, IX.

Hann, J.: Die meteorologischen Verhältnisse auf der Bjelašnica (2067 m) in Bosnien. Met. Zeitschr. 1903. II.

Hansen, A. M.: Snegraensen i Norge. Det norske geografiske Selskabs Aarbog 1902. Kristiania 1902. Referat bei Ch. Rabot: Revue de glacialogie Annuaire du Club alpin français 1902. IV.

Hedin, Sven: Die Gletscher des Mus tag ata. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin, Bd. 29, 1894 und Bd. 30, 1895. V.

Hedin, Sven: Durch Asiens Wüsten. Leipzig 1899. II.

Hedin, Sven: Im Herzen von Asien. Leipzig 1903. II.

Heer, O.: Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1865. XI.

Heim, A.: Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885. E. V, VIII, IX, X.

Heim, A.: Die Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs XIV. Bern 1878—1879. VII, XI.

Hellmann, G.: Schneekristalle. Berlin 1893. I.

Helmholtz, H. v.: Vorträge und Reden. Braunschweig 1896. I, X.

Hergesell, H.: Veröffentlichungen der internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt. Met. Zeitschr. 1902. Referat. II.

Heß, H.: Über die Grenze zwischen Schmelz- und Sammelgebiet der Gletscher. Verh. d. Ges. deutscher Naturf. u. Ärzte. Nürnberg 1893. III.

Heß, H.: Nachmessung am Alpeiner Ferner. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1895. IX.

Heß, H.: Über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Bänderung der Gletscher. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1902. VI.

Heß, H.: Elastizität und innere Reibung des Eises. Annalen der Physik 8, 1902. I.

Heß, H.: Einiges über Gletscher. Zentralblatt f. Mineralogie usw. 1902. VI.

Heß, H.: Zur Mechanik der Gletschervorstöße. Peterm. Mitt. 1902. IX, X.

Heß, H.: Der Schuttinhalt von Innenmoränen. Peterm. Mitt. 1903. VII.

Heß, H.: Der Taltrog. Peterm. Mitt. 1903. XI.

Heß, H., vgl. auch Blümcke und Heß, Finsterwalder und Heß, Kerschensteiner und Heß.

Hildebrandsen, H.: Über die Zirkulation der Atmosphäre. Met. Zeitschr. 1903. Referat. II.

Homén, Th.: Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig 1897. XI.

Hübl, A. v.: Karlseisfeldforschungen der k. k. geogr. Ges. in Wien. I. Topogr. Aufnahme des Karlseisfeldes 1899/1900. Abhandl. d. k. k. geogr. Ges. III. Wien 1901. IX.

Hugi, F. J.: Naturhistorische Alpenreise. Solothurn 1830. E. V, VI.

Hugi, F. J.: Über das Wesen der Gletscher und Winterreise in das Eismeer. Stuttgart und Tübingen 1842. E.

Jegerlehner, J.: Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik V, 1902. III.

Imfeld, X.: La Chaine du Mont Blanc. Carte au 1 : 50000ème. Bern 1896. IV.

Imhof, E.: Die Waldgrenze in der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik IV. Leipzig 1900. II.

Internationale Gletscherkommission: 8 Rapports: Les Variations périodiques des Glaciers. Extr. des Archives des sciences phys. et nat. Genève 1895—1903. IX.

Kart over Iustedalsbraeen. Norske Turistforenings Aarbog for 1890. Kristiania 1891. Karte III.

Kerner, F.: Untersuchungen über die Schneegrenze im Inntal. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1887. II.

Kerschensteiner, Gg.: Die Resultate der zweiten Gepatschfernervermessung. Programm d. königl. bayer. hum. Gymn. Schweinfurt. Schweinfurt 1893. V, IX.

Kerschensteiner, G. und H. Heß: Die Vermessung des Hochjochferners. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1892. V.

Kilian, W. und G. Flusin: Observations sur les variations des glaciers et l'enseignement dans les Alpes Dauphinoises organisées par la Société des Touristes du Dauphiné. Grenoble 1900. IX.

Klotz, O. J.: Notes on Glaciers of south eastern Alaska and adjoining Territory. The geographical Journal 14. London 1899. IX.

Kurowsky, L.: Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. Pencks geogr. Abh. V. Wien 1891. III.

Kutta, W.: Der Gepatschferner 1896. Mitteilungen d. D. u. Ö. A.-V. 1901. V, IX.

Landolt und Börnstein: Physikalische Tabellen. 2. Auflage. Berlin 1892. I.

Langley, S. P.: Researches on solar heat and its absorption by the earths atmosphere. Washington 1884. Referate in Met. Zeitschr. 1886 u. 1892. II, VIII.

Langley, S. P.: Die Solarkonstante und verwandte Probleme. Met. Zeitschr. 1903. Referat. II, VIII.

Lendenfeld, R. v.: Der Tasmangletscher und seine Umgebung. Erg.-Heft 75 zu Peterm. Mitteilungen. Forschungsreisen in den australischen Alpen. Erg.-Heft 87 zu Peterm. Mitteilungen. III, IV.

Lokyer, N.: Zur 35jährigen Periode. Meteorologische Zeitschr. 1903. Referat. II.

Manson, M.: The Evolution of Climates. The American Geologist 1898. Reprinted 1903. XI.

Marchi, L. de: Le cause dell' era glaciale. Pavia 1895. XI.

Marchi, L. de: L'Attrito interno nel movimento dei ghiacciaj. Rendiconti del r. Istituto Lombardo XXX, 1897. X.

Martin, C.: Zum Klima von Südchile, Llanquihue und Chiloé. Met. Zeitschr. 1903. II.

Maxwell, J. C.: Theory of Heat. Deutsch von F. Auerbach. I.

Merian, P.: Über die Theorie der Gletscher. Poggendorffs Annalen. LX. 1843. X.

Merzbacher, G.: Aus den Hochregionen des Kaukasus. 2 Bde. Leipzig 1901. III, IV, XI.

Meyer, H.: Der Kilimandjaro. Reisen und Studien. Berlin 1900. II, IV, XI.

Michailowsky, W. G.: Die Berggruppen und Gletscher des zentralen Kaukasus. Semlewdenie d. kaiserl. Ges. d. Freunde der Naturf., Bd. I. Moskau 1894 (russisch). III.

Möbus, B.: Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Oglio-gletschers. Inaug.-Dissertation. Bern 1901. XI.

Mohn und Nansen: Durchquerung Grönlands. 105. Erg.-Heft zu Peterm. Mitteilungen. Gotha 1893. II, IV.

Moore, J. E. S.: Höhe der Schneegrenze im Runsorogebiet. Globus 1901, S. 131. II.

Mousson, A.: Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich 1854. IX.

Mügge, O.: Über die Plastizität der Eiskristalle. Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1895 II. I.

Nansen, F.: Auf Schneeschuhen durch Grönland. Leipzig 1889. IV.

Nansen, F.: In Nacht und Eis. Leipzig 1897. II.

Nicolis, E.: Triplice estensione glaciale ad oriente del Lago di Garda. Atti del R. Istituto Veneto di scienze, lettere ed arti, T. LVIII, 2, 1898 bis 1899. XI.

Nordenskjöld, O.: Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten. Bulletin of the geological Institution of the University of Upsala. Vol. IV, 2. Upsala 1900. XI.

Odin, A. A.: Essai d'une application de la mécanique à l'écoulement des glaciers. Bull. de la Soc. vaudoise des sciences naturelles. T. XXIV. Lausanne 1888. X.

Øyen, P. A.: Bidrag til vore braeegnes geografi. Nyt. Mag. f. Naturvidenskab. Bd. 37. Kristiania 1900. IX.

Øyen, P. A.: Variations of Norwegian glaciers. Nyt. Magazin for Naturvidenskab 39. Kristiania 1901. VII, IX.

Partsch, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. XI.

Partsch, J.: Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Stuttgart 1874. IX.

Penck, A.: Die Eiszeit in den Pyrenäen. Jahrbuch des D. u. Ö. A.-V. 1884. IX.

Penck, A.: Gletscherstudien im Sonnblickgebiete. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1897. V.

Penck, A.: Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1897. VII, XI.

Penck, A.: Der Illecillewaetgletscher. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1898. III, V.

Penck, A.: Die Übertiefung der Alpentäler. Verh. des VII. intern. geogr. Kongr. Berlin 1899. Berlin 1900. XI.

Penck, A.: Die Eiszeit der Antipoden. Vorträge des Vereins zur Verbreitung naturwissensch. Kenntnisse in Wien. Wien 1900. XI.

Penck, A., E. Brückner und L. du Pasquier: Le système glaciaire des Alpes. Extr. du Bulletin de la soc. des sciences nat. de Neuchâtel. Neuchâtel 1894. XI.

Penck, A. und E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901 bis 1903. XI.

Penck, A. und E. Richter: Glazialexkursion in die Ostalpen. Verhandlg. des Internat. Geologenkongresses. Wien 1903. Erg. S. 407.

Pfaff, Fr.: Poggendorffs Annalen 155. I.

Pfaundler, L.: Über die gegenwärtigen Grenzen des Alpeiner Gletschers in der Stubaier Gebirgsgruppe. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1887. V.

Pfaundler, L.: Müller-Pouillet, Lehrbuch der Physik, II. Band: Wärme. Braunschweig 1898. I.

Rabot, Ch.: Les Variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales. Extrait des Archives des sciences physiques et naturelles. Genève 1897. IV, IX.

Rabot, Ch.: Revue de glacialogie. Annuaire du Club alpin français. Macon 1902. IX.

Rabot, Ch.: Essai de Chronologie des variations glaciaires. Bull. de géographie historique et descriptive 2. Paris 1902. IX.

Ratzel, F.: Höhengrenzen und Höhengürtel. Zeitschr. des D. u. Ö. A.-V. 1889. III.

Ratzel, Fr.: Die Schneedecke, besonders in deutschen Gebirgen. Stuttgart 1889. II, III.

Reid, H. F.: Studies of the Muirglacier in Alaska. The national geographic magazine. Washington 1892. IV, V, VII, VIII.

Reid, H. F.: Glacier Bay and its Glaciers. Annual Report of U. S. geological survey XVI, 1894—1895. Washington 1896. IV, V, VII.

Reid, H. F.: The Mechanics of glaciers I. The Journal of Geology. Chicago 1896. X.

Reid, H. F.: The Variations of glaciers I—VIII, 1895—1902. The Journal of Geology. Chicago. IX.

Reid, H. F.: De la progression des glaciers, leur stratification et leurs veines bleues. Compte Rendu du VIII Congrès géologique internat. 1900. Paris VI, X.

Reiß, W. und A. Stübel: Reisen in Südamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. Berlin 1902. IV.

Rekstad, J.: Beretning om en undersögelse af Svartisen. Archiv for Mathematik og Naturwidenskab XVI. IV, V.

Rekstad, J.: Jagttagelser fra Braer i Sogn og Nordfjord. Norske geologiske undersögelse, No. 34, Aarbog for 1902. Kristiania 1902. IX.

Rekstad, J.: Skoggraensens og sneliniens større høide. Norges geologiske undersögelses aarbog for 1903. Kristiania 1903. XI.

Richter, E.: Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen, I. Der Obersulzbachgletscher. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1883. II. Der Karlinger Gletscher. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1884. V.

Richter, E.: Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen: Der Karlingergletscher 1880—1886, der Obersulzbachgletscher 1885—1887. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1888. V, IX.

Richter, E.: Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888. III, IV.

Richter, E.: Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1891. IX.

Richter, E.: Die wissenschaftliche Erforschung der Ostalpen. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1894. E. IX.

Richter, E.: Die Gletscher Norwegens. Geographische Zeitschrift 2, 1896. IV.

Richter, E.: Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzungsber. d. math.-phys. Klasse der Wiener Akad. der Wissensch., Bd. 105, I. 1896. XI.

Richter, E.: Neue Ergebnisse und Probleme der Gletscherforschung. Abh. d. k. k. geogr. Ges. in Wien. Wien 1899. E.

Richter, E.: Gebirgshebung und Talbildung. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1899. XI.

Richter, E.: Eiszeitforschung im Innern der Alpen. Eclogae geologicae helvetiae V. XI.

Richter, E.: Die Gletscherkonferenz im August 1899. Bericht an den VII. intern. Geographenkongreß in Berlin im Jahre 1899. S.-A. a. d. Verh. des Kongresses. Berlin 1900. IV, VI, VII.

Richter, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. 132. Erg.-Heft zu Petermanns Mitteilungen. Gotha 1900. XI.

Richter, E., siehe auch Penck, A. und Richter, E.

Rink, F.: Grönlands Eisrand. Petermanns Mitteilungen 1888 und 1889. IV, VIII.

Russell, Isr. C.: Second Expedition to Mt. Elias in 1891. 13. Annual Report of the U. S. geological survey 1891—1892. Washington 1893. IV.

Russell, J. C.: Glaciers of North America. Boston U. S. A. und London 1897. IV, VIII, IX.

Sapojnikow, W. W.: Gletscher im Altai. Petermanns Mitteilungen 1903. IV.

Saussure, H. B. de: Voyages dans les Alpes. Paris und Genève 1786. E. X.

Savoia, L. Amadeo di: Die Stella polare im Eismeer. 1899—1900. Leipzig 1902. II.

Schlagintweit, H. und A.: Untersuchungen über die phys. Geographie der Alpen. Leipzig 1850. VII.

Schlagintweit, H. v.: Reisen in Indien und Hochasien. Jena 1869 bis 1880. IV.

Schwarzschild, K.: Über Himmelsmechanik. Phys. Zeitschr. 4. 1903. XI.

Seeland, F.: Studien am Pasterzengletscher. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1879—1893, Mitt. d. D. u. Ö. A.-V. 1894—1899. V, VIII.

Seue, C. de: Les glaciers de Jostedal 1870. IV.

Sieger, R.: Karstformen der Gletscher. Geographische Zeitschr. I, 1895. VIII.

Sieger, R.: Seespiegel-Schwankungen. Mitt. der geogr. Ges. Wien 1888. XXXI. XI.

Simony, F.: Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen. Wien und Olmütz 1893. VII, XI.

Skinner, S.: Observations on the minute Structure of the surface-ice of glaciers. Proc. of the Cambridge philosoph. Society, Vol. XI, 1901. VI.

Sonklar v. Innstätten, K.: Die Ötztaler Gebirgsgruppe, mit besonderer Rücksicht auf Orographie und Gletscherkunde. Mit Atlas. Gotha 1860. E.

Sonnblick-Verein: Jahresberichte. Wien 1892—1901. II.

Steenstrup, K. J. V.: Bidrag til Kjendskab til Braeerne og Brae-Isen i Nord-Grønland. Meddelelser om Grønland II. V.

Stotter, M.: Die Gletscher des Vernagttales in Tirol. Innsbruck 1846. IX.

Straneo, L.: Rendiconti della Acad. dei Lincei. 5. I.

Sverdrup, O.: Neues Land. Leipzig 1903. II (Karte I) IV.

Tammann, G.: Über die Ausflußgeschwindigkeit kristallisierter Stoffe. Ann. der Physik, Bd. 7, 1902. I.

Teisserenc de Bort, L.: Über den jährlichen Gang der Temperatur in großen Höhen der freien Atmosphäre. Meteorologische Zeitschr. 1901. Referat. II.

Teisserenc de Bort, L.: Über die Temperaturabnahme mit der Höhe in sehr großen Höhen der Atmosphäre. Meteorologische Zeitschr. 1902. Referat. II.

Thoroddsen, Th.: Isländische Gletscher. Petermanns Mitteilungen 1892. IV.

Töni, Gg.: Panorama der Weißkugel. Vent 1903. XI.

Tyndall, J.: In den Alpen. Autorisierte deutsche Ausgabe. Braunschweig 1875. XI.

Tyndall, J.: Die Gletscher der Alpen. Braunschweig 1898. V, VI.

Vallot, J.: Annales de l'observatoire du Mt. Blanc I—IV. Paris 1894—1899. II, V, VIII.

Venetz, J.: Memoire sur les Variations de la Temperature dans les Alpes de la Suisse. Redigé en 1821. Denkschr. d. Schweizer naturf. Ges. Zürich 1833. **E.**

Wahnschaffe, F.: Ausbildung und Gliederung der Glacialbildungen des norddeutschen Flachlandes. Verh. des VII. intern. Geographenkongreß, Berlin 1899. Berlin 1900. **XI.**

Wahnschaffe, F.: Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 2. Aufl. Stuttgart 1901. **XI.**

Westmann, J.: Beobachtungen über die Gletscher von Sulitelma und Ålmajalos. Bull. of the geological Institution of Upsala, Vol. IV, 1900. **II, V, VIII.**

Wettstein, R. R. v.: Die fossile Flora der Höttinger Breccie. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1892. **XI.**

Woeikof, A.: Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältnis zum Klima. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde XVI. Berlin 1881. **XI.**

Woeikof, A.: Der Einfluß der Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. A. Pencks geographische Abhandlungen III, 3. Wien 1889. **II.**

Wolfer, A.: Die Wolfschen Tafeln der Sonnenfleckenhäufigkeit. Meteorol. Zeitschr. 1902. **II.**

Wossnesenskij, B.: Niederschläge im Kaukasus. Sapiski der Kaukas. Abteilung der kaiserl. russischen geographischen Gesellschaft. Tiflis 1895 (russisch). **III.**

Zeller, R.: Schneegrenze im Triftgebiet. Arbeiten aus dem geogr. Inst. d. Universität Bern. Bern 1893. **III.**

Zittel, K. A. v.: Vulkane und Gletscher im nordamerikanischen Westen. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1890. **IV.**

NAMENREGISTER.

A.

Abich, H. 76.
Agassiz, L. u. Genossen 4, 5, 115, 120, 122, 128, 129, 135, 139, 142, 143, 145, 151, 169, 179, 195, 197, 213, 219, 222, 229, 248, 312, 325, 357, 391, 396.
—, A. 397.
Alpenverein, D. u. Ö. 6, 258.
Altmann, J. G. 311.
Ångström, K. 403.
Arctowski, H. 55.
Arrhenius, S. 403 — 404.
Augustin, F. 39.

B.

Baëff 182, 183.
Baltzer, A. 186, 189, 250.
Besson 312.
Bianconi, J. J. 15.
Billwiller, R. 45.
Blümcke, Ad. 52, 117, 120, 122, 135, 144, 151, 152, 165, 179, 186, 198, 212, 214, 216, 225, 250, 255, 258, 295, 321, 333, 339.
Böckh, K. 94.
Böhm, A. v. 3, 207, 361.
Bohr, G. 7.
Borchgrevingk, E. 55, 112.
Bordier, A. C. 3, 311.
Bouguer, P. 50.
Brodrick, T. N. 103, 134.
Brückner, E. 58 — 60, 68, 198, 233, 262, 263, 274, 285, 358, 359, 363, 367, 398, 399.
Buch, L. v. 7, 50.
Buchanan, J. Y. 166.
Bunsen, R. W. 13.
Busch 281.

C.

Chamberlin, T. C. 201, 394.
Charpentier, J. de 4, 309.
Connel, J. C. Mc. 17, 23, 167, 316, 317, 324.
Conway, W. M. 65, 67, 110.
Crammer, H. 318 — 320, 407.
Croll, J. 402.

D.

Dawson, W. 285.
Déchy, M. v. 280.
Delebecque, A. 306.
Denzler 48.
Desor, E. 139, 357.
Deville, M. 4.
Dinnik, N. J. 76, 280.
Dollfus, D. 139, 182, 185, 213.
Domsch, P. 259.
Drygalski, E. v. 54, 66, 107, 109, 112, 123, 133, 134, 153, 167, 202, 215, 218, 220, 240, 243, 244, 250, 318.
Dubois, E. 406.
Dufour, Ch. 212.
Duparc, L. 184, 306.
Dupré 130.

E.

Emden, R. 164, 315, 316.
Engell, Ph. 275.
Epper, J. 234 — 237.

F.

Fabian, O. 22.
Faraday, M. 25.
Fedtschenko, M. 282.
Finsterwalder, S. 6, 117, 122, 139, 140, 145, 178, 186, 191, 195, 198, 203, 215, 219, 250, 258, 296, 300, 301, 324 bis 338, 349 — 352.
Forbes, J. D. 4, 5, 14, 115, 129, 130, 147, 149, 150, 169, 198, 246, 252, 296, 311, 312 — 314.
Forel, F. A. 6, 151, 162, 167, 182, 201, 212, 223, 254, 256, 258, 263, 280, 286, 310, 347, 349, 407.
Forster, E. 259.

Fraas, O. 391.
Frech, F. 384.
Freshfield, D. V. 94, 282.
Fritz, H. 263.
Fritzsch, M. 122, 259.

G.

Garwood, E. J. 110.
Gastaldi, B. 355, 361.
Geikie, James 385, 386, 388—390, 395, 396.
Geistbeck, A. 361.
Gilbert, C. K. 399.
Gletscherkommission, Schweizer 5.
—, Internationale 7.
Gosset, J. 122, 291.
Grad, Ch. 130.
Gregory 101, 397.
Greim, G. 183, 229, 260, 233.
Gruner, G. S. 311.
Guyot, A. 169, 312.

H.

Haast, v. 102, 201, 283, 396.
Hagenbach-Bischoff, E. 13, 26, 151, 163, 165, 167, 178, 292, 315, 316, 407.
Hall, Marshall 8.
Hamberg, A. 45, 91, 104, 120, 122, 132, 217, 218, 239, 249.
Hann, J. 38, 39, 45, 49, 54, 57, 218, 401.
Hedin, Sven 46, 60, 95, 125, 127.
Heer, O. 258, 378.
Heim, A. 26, 107, 116, 118, 119, 122, 135, 143, 170, 182, 240, 280, 282, 291, 383.
Held, L. 122, 291.
Helland, A. 243, 245, 361.
Hellmann, G. 9.
Helmholtz, H. v. 5, 25, 150, 314.
Hergesell, H. 40.
Heß, H. 17, 23, 28, 31, 52, 105, 117, 120, 122, 135, 144, 151, 152, 165, 170 f., 187, 198 bis 200, 202, 205, 212, 214, 216, 225, 231, 234 f., 255, 258, 266, 317, 321, 333, 334, 339, 345 u. f., 363 u. f.
Hettner, A. 397.
Hildebrandsen, H. 56.
Hochstetter, F. 396.
Hopkins, J. 311.
Hugi, F. J. 4, 68, 115, 151, 159, 201, 224, 309, 310.
Humboldt, A. v. 50.

J.

Jackson, Fr. 110.
Jegerlehner, J. 70, 75, 82.
Imfeld, X. 82, 169.
Imhof, E. 46.

K.

Keilhack, K. 208, 385.
Keller, F. 221.
Kerschensteiner, G. 122, 140, 205, 258.
Kidd, J. D. 23, 167, 316, 324.
Klotz, N. 255, 301.
Köppen, W. 57.
Kropotkin 395.
Kuhn, B. F. 3, 353.
Kurowsky, L. 69.
Kutta, W. 122, 140.

L.

Langley, S. P. 35, 210.
Lendenfeld, R. v. 102, 396.
Leuzinger, R. 357.
Lippky 282.
Lokyer, N. 59.

M.

Manson, M. 404—406.
Marchi, L. de 324, 402, 404.
Margottet 210.
Markowitsch 281.
Maxwell, Clerk 16, 314.
Merian, P. 310.
Merzbacher, G. 76, 87, 281, 392.
Meyer, Hans 101, 397.
Michailowskij, W. G. 87.
Michelier, M. 280.
Möbus, B. 372.
Mügge, O. 17.
Münster, Sebastian 2.
Muir, J. 97.
Muschketow, J. 95.

N.

Nansen, Fr. 53, 104 f., 110, 161, 245, 246, 399.
Nordenskjöld, A. E. 104, 106, 108.
—, O. 388.
Nüesch, J. 380, 381.

O.

Øyen, P. 7, 181, 218, 279.
Odin, A. A. 323.
Oldham, R. 402.

P.

Partsch, J. 68, 361, 391.
Paschen 403.
Pasquier, L. du 208, 302.
Payer, J. 110.
Peary, R. E. 104, 105.
Penck, A. 198, 201, 208, 259, 357, 358, 359, 360, 363, 367, 371, 375, 377, 379, 380, 381, 390, 407.

Perouse, La 283, 284.
Perraudin, J. P. 4.
Pfaff, Fr. 15, 22.
Pfaundler, L. 26, 258.
Pichler, A. 379.
Playfair, John 3.
Poggenpohl, N. v. 281, 307.
Przewalskij, N. v. 42, 395.
Pulfrich 9.

R.

Rabot, Charles 7, 91, 104, 275, 277, 279, 282, 287.
Ratzel, Fr. 50.
Reid, H. F. 98, 99, 134, 170, 173, 182, 223, 244, 283, 284, 325, 329, 330.
Reiß, W. 97.
Rekstad, A. 91, 132, 277, 279.
Rendu, L. 148.
Richter, Ed. 6, 50, 73—75, 82, 88, 90, 172, 254, 256, 257, 262, 263, 274, 287, 347, 348, 361, 362, 364, 365, 368, 388.
Rink, F. 107, 245.
Robert, E. 104.
Roß, J. 112.
Rubens 403.
Russell, J. C. 100, 222, 224, 283, 284, 399.

S.

Sapojnikow, W. 95, 282.
Saussure, H. B. de 3, 210, 311.
Savoja, L. A. di 100, 110.
Scheuchzer, J. J. 2, 309, 310.
Schlagintweit, Herm. u. Ad. 5, 129, 139, 200, 211, 213, 214, 224, 282, 310.
Schrader, F. 85, 280.
Schunck, H. 258.
Schwarzschild, K. 401.
Scott 112.
Seeland, F. 122, 258, 294.
Sella, V. 100.
Sewerzow, N. A. 42, 46.
Seue, C. de 129, 198, 214.
Sieger, R. 228, 399.
Sievers, W. 397.
Sigson, A. A. 9.
Simler, Josias 2.
Simony, F. 5, 189, 201.
Skinner, S. 167.
Sonklar, K. v. Innstätten 5.
Smith, C. 7.
Steenstrup, K. J. V. 239, 242, 244, 249.
Stokes, F. 16, 324.
Stotter, M. 255.
Strachey 94.
Stübel, A. 397.
Stump 250.
Stumpff, Joh. 2.
Supan, A. 56.
Svenonius, F. 7, 91, 279.
Sverdrup, O. 104, 112.

T.

Tammann, G. 24, 33.
Teisserenc de Bort, L. 39, 40, 56.
Thomson, J. 5, 23, 314.
—, W. 16, 24.
Thoroddsen, Th. 92, 276.
Töni, G. 369.
Toll, v. 112.
Tresca 170.
Tschinkine 281.
Tyndall, John 4, 5, 13, 25, 27, 115, 129, 130, 139, 147, 150, 169, 170, 175, 296, 314.

V.

Vallot, J. 46, 52, 122, 123, 130, 138, 140, 153, 164, 201, 217, 249, 280, 306.
—, Mme. 223.
Vancouver 284, 285.
Vaux, G. u. W. 249.
Venetz, J. 4, 304.
Vidalik, Thorkell 6, 91, 276.
Violle 210.
Vogel, P. 113, 396.

W.

Wahlenberg, E. 7, 279.
Wahnschaffe, F. 385, 386.
Weber 281.
Wellmann 110.
Westman, J. 91, 165, 249, 279.
Wettstein, R. v. 379.
Weyprecht, J. 110.
Wilkizky 111.
Woeikoff, A. 58.
Wossnesenskij, A. B. 79.

Z.

Zeller, R. 71.

SACHREGISTER.

A.

Abbildung, eindeutige 327.
Abgelagerte Moränen 203 u. f.; 207.
Ablation 210—220, 332—333.
—, Betrag derselben 213—218.
—, Einfluß von Fremdkörpern 219.
—, Linien gleicher 215, 216.
Abschmelzgebiet 67.
Abschmelzung an der Gletschersohle 224, 236—237.
Absorption der Sonnenstrahlung 35, 402—406.
Alpengletscher, Größe der 72—73, 82 bis 85.
—, Schwankungen der 253—275.
—, Untersuchung der 2—6.
Alpenrelief 369—377.
Åser 388.

B.

Bänderung 169, 197.
Baltischer Höhenrücken 385, 386.
Bau des Gletscherbettes 265 u. f.
Bergkrankheit 36.
Bewegte Moränen 203, 207.
Bewegungslinien 137, 138, 327.
—, Stranden der 138, 337.
Bonneville-See 399.
Brückners 35jährige Klimaschwankungen 58—60, 262, 274, 280, 286, 398.
Büßerschnee 228.

D.

Deckenschotter 359.
Dilatationstheorien 309, 315.
Drumlins 205, 207, 357, 407.

E.

Eisberge 240—246.
Eises, Ausdehnungskoeffizient des 14.
Eises, Ausflußgeschwindigkeit des 29 u. f.
—, Dielektrizitätskonstante des 14.
—, Druckfestigkeit des 23.
—, Elastizitätsmodul des 21.
—, Innere Reibung des 17 u. f., 177, 314, 322, 323, 324.
—, Krystallform des 9, 11, 12.
—, Plastizität des 14 u. f., 314—317.
—, Schmelzkurve des 24.
—, Spezifisches Gewicht des 13, 14, 165, 242.
—, Wärmedurchlässigkeit des 14.
—, Zugfestigkeit des 22.
Eiszeit 353—406.
—, Günz- 367, 369, 370.
—, Mindel- 368—370.
—, permo-karbone 397, 400, 406.
—, Riß- 368—370.
—, Würm- 368—370.
Empfindlichkeitskoeffizient 267—273, 345—347.
Endmoränen 203, 205, 207.
—-Landschaft 355, 357.
Erdbewegung, Änderungen der 400 bis 402.
Erdhügel 220.
Erosion 185—190, 198, 360, 362, 363, 375.
Eytelweins Formel 339—340.

F.

Firn 67.
Firngrenze, Firnlinie 68 u. f.
Firnspalten 160.
Fjorde, Entstehung der 387—388.
Föhn 42.
Forelsche Streifen 167, 407.
Formen der Gletscheroberfläche 236 bis 238.

G.

Geschichtetes Eis 19.
Gleiten des Eises 311, 323.

Gleitflächen 316, 319.
Gletscher-Bewegung im Querprofil 118 bis 128.
— — — Längsprofil 128—139.
— — an der Mittelmoräne 119.
— — rückläufige 126.
— — und Neigung 140.
— — — Querschnitt 141 u. f.
— — — Eistiefe 145—147.
—-Erosion 185—190, 198, 360, 362, 363, 375, 376.
—, langsam abschmelzender 339.
—, vorschreitender 341.

Gletscher, Hänge- 65.
— Kar- 65.
—, norwegische 88.
—, parasitäre 206.
—, regenerierte 158.
— Tal- 62.
—, unentwickelte 104.
— Schneewehen- 90.
—, stationärer 325, 325—338, 350, 351.
—-gebiete, Größe der 72—112.
—-katastrophen 302—307.
—-korn 13, 161—167, 178, 315.
—-lawinen 302—304.
—-mühlen 221.
—-pilze 220.
—-schwankungen, jahreszeitliche 246 bis 253, 340—341, 351.
— —, langperiodische 246—307.
— —, Theorie der 347—352.
—-tisch 220.
—-tor 223.
—-typus, alpiner 63.
— — Inlandeis- 66.
— — Vorland- 63.

Gletscherliste.

Gletscher, Aabrekkebrae- 279.
—, Aar- 354.
—, Adda- 372.
—, Adisch- 86.
—, Adyl- 281.
—, Albigna- 72, 269.
—, Aletsch- 72, 87, 125, 130, 175, 201, 237, 257, 269, 305.
—, Allalin- 72, 256, 257, 260, 268, 305.
—, Allée-blanche- 83.
—, Alpeiner- 84, 257, 258, 271, 289, 290, 294.
—, Altels- 302.
—, Angelus- 260, 270.
—, Argentière- 83, 87, 257, 259, 267.
—, Arolla- 72, 151, 260, 268, 273.
—, Asakak- 215, 240, 275.
—, Asau- 86.
—, Basch-Kara- 86.
—, Bezingi- 86, 87.
—, Bjaldaa-Dal- 278.
Gletscher, Bies- 72, 256, 257, 259, 268 303.
—, Bionnassay- 83, 259, 267, 306.
—, Blanc- 259.
—, Bondhus- 279.
—, Bossons- 83, 87, 184, 210, 257, 266, 267.
—, Breidamerkur- 93, 276.
—, Breney- 72, 257, 268.
—, de la Brenva- 83, 87, 169, 257, 259, 267.
—, Bruar- 93, 276.
—, Buar- 279.
—, Campbieil- 280.
—, Casset- 259.
—, Chalde- 86.
—, Classen- 103.
—, Corbassière- 72, 268, 273.
—, Crête sèche- 305.
—, Crillon- 283, 284.
—, Devdorak- 86, 281, 306.
—, Diem- 260, 270.
—, Dirty- 285, 407.
—, Dolra- 86.
—, Dorfer- 84, 272.
—, Dranga- 93
—, Dych-Kotui-Su- 86, 87.
—, Enga- 91, 125, 132, 277, 278.
—, Fee- 72, 257, 260, 268.
—, Fernau- 260, 271.
—, Ferpécle- 72, 257, 259, 268, 273.
—, Feuerstein- 260, 271.
—, Fiescher- 72, 87, 257, 269.
—, Findelen- 72, 257, 258, 259, 268, 273.
—, Fláa- 276.
—, Fleißkees- 290.
—, Floiten- 84, 260, 271.
—, Fonddals- 278.
—, Forno- (Maloja-) 72, 173, 269, 229, 330.
—, Forno- (Ortler) 84, 270.
—, Frederika- 285.
—, Freshfield- 283.
—, Fritjof- 277.
—, Fürkele- 260, 270.
—, Fütnargin- 86.
—, Gaisberg- 260, 270.
—, Gauli- 72, 269.
—, Genaldon- 307.
—, Gepatsch- 84, 125, 140, 270, 289, 290, 294.
—, Giétroz- 72, 257, 259, 268, 304.
—, Gimarai- 86.
—, Girtled- 206.
—, Glieder- 260, 271, 289, 290, 301, 351.
—, Godhavn- 275.
—, Godley- 103.
—, Goldberg- 290.
—, Gorner- 72, 87, 175, 201, 206, 227, 257, 268.
—, Grenz- 206.

Gletscher, Grindelwald- 72, 87, 151, 186, 250, 253—256, 257, 260, 269.
—, Großelend- 260.
—, Grotaadal- 278.
—, Grünau- 260, 271.
—, Gurgler- 84, 257, 271.
—, Guslar- 84, 125, 165, 227, 260, 270.
—, Hallstädter- 258.
—, Hintereis- 6, 52, 82, 64, 116, 122, 124, 125, 135—139, 143—147, 151 bis 153, 156, 165, 170, 187, 195, 196, 198, 200, 205, 212, 214, 215, 216, 219, 225, 227, 250, 257, 270, 289, 290, 295, 296, 304, 321, 329, 333, 334, 339, 341, 381, 382.
—, Hochjoch- 63, 84, 120, 122, 195, 200, 270, 289, 290.
—, Hofs- 93.
—, Hooker- 103.
—, Horn- 84, 260, 271.
—, Hüfi- 240, 257.
—, Jakobshavn- 245, 275.
—, Jambulak- 126.
—, Illecillewaet- 98, 249, 283.
—, Iller-Lech- 354.
—, Inlandeis- 53, 66, 104—109, 110, 112, 154, 161, 202, 206, 215, 218, 245, 275, 318.
—, Inn- 354, 369, 370, 375, 376, 379.
—, Irik- 86.
—, Isar-Loisach- 354, 357.
—, Jusengi- 86.
—, Karajak- 134, 215, 243, 245, 250.
—, Karakom- 86, 87.
—, Kara-Tschul- 86.
—, Karlseisfeld 289, 290.
—, Kjerulf- 276.
—, Ködnitz- 260.
—, Kolumbia- 283.
—, Kome- 215, 240.
—, Kordilleren- 393—395.
—, Krimmler- 84.
—, Krondals- 279.
—, Kukurtiu- 86.
—, Kulak- 86.
—, Kwisch- 86.
—, Lairaa- 278.
—, Lang- 93.
—, Langtaler- 84, 271.
—, Langtauferer- 84, 257, 260, 270.
—, Leksür- 86, 87.
—, Les Grands- 259, 267.
—, Lobbia- 84, 260, 270.
—, Lorenzo- 393.
—, Lulleavagge- 217.
—, Lyell- 103.
—, Lys- 257, 260.
—, Macugnaga- 72, 256, 257, 260, 268.
—, Maladetta- 280.
Gletscher, Malaspina- 63, 208, 222, 224, 227.
—, Mandron- 84, 87, 257, 260, 270.
—, La Mare- 84, 260, 270.
—, Marzell- 84, 270.
—, Mer de Glace- 83, 87, 122, 123, 125, 129, 141, 147, 153, 165, 170, 184, 201, 217, 219, 223, 227, 247, 249, 257, 258, 267, 296, 312, 369.
—, Meije- 259.
—, Miage- 83, 87, 257.
—, Mika- 120, 124, 132, 217, 249.
—, Mischirgi- 86.
—, Mittelberg- 84, 270.
—, Moiry- 72, 268.
—, Mont-Durand- 72, 268.
—, Mont-Ferrat- 280.
—, Mont-Perdu- 280.
—, Morteratsch- 72, 269.
—, Muir- 134, 182, 206, 223, 244, 283.
—, Müller- 103, 283.
—, Mullwitz- 84, 272.
—, Murchison- 103.
—, Myrdals- 93.
—, Naşchaschbita- 86.
—, Nigard- 279.
—, Norris- 208.
—, Obersulzbach- 84, 272, 290.
—, Oglio- 356, 370—373, Karte IV, 377.
—, Otemma- 72, 268, 305.
—, Palue- 257.
—, Pasterze- 84, 87, 122, 125, 257, 272, 290, 294.
—, Pré de Bar- 83, 267.
—, Ramsay- 103.
—, Rhein- 354.
—, Rhone- 5, 51, 62, 72, 116, 118, 122, 123, 125, 130, 165, 212, 214, 223, 234, 236, 237, 249, 251, 269, 290, 291—294, 354.
—, Ried- 72, 268.
—, Roseg- 72, 260, 269.
—, Rosenlaui- 72, 257, 260, 269.
—, Rosim- 260.
—, Roß- 285.
—, Roßboden- 260, 303.
—, Rotmoos- 84, 271.
—, Ruitor- 254, 256.
—, Saleina- 72, 87, 259, 267.
—, Sarfarfik- 250, 275.
—, Salzach- 354, 357, 358.
—, Schalf- 84, 270.
—, Schaurtu- 86, 87.
—, Scheldii- 86.
—, Schlaten- 84.
—, Schlegeis- 84, 260, 271.
—, Schwarzenberg- 72, 268.
—, Schwarzenstein- 84, 271.
—, Seri-Kitlod- 86.
—, Sermiarsut- 133, 215, 240, 250, 275.
—, Skeidarar- 93, 276.

Gletscher, Sorkak- 275.
—, Steinen- 72, 260, 269.
—, Sugan- 86.
—, Sulden- 84, 257, 258, 260, 270, 289, 290.
—, Sulzenau- 84, 271.
—, Sulztaler- 84, 271.
—, Suotas- 125.
—, Svend-Foyn- 276.
—, Taconnaz- 83, 87, 259.
—, Tana-Zete- 86.
—, Taschach- 84, 270.
—, Tasman- 103, 125, 134, 227, 283.
—, Tête-rousse- 306.
—, Tour- 83, 257, 259, 267.
—, Tschierva- 269.
—, Trélatête- 83, 87, 259.
—, Trient- 72, 87, 259, 267.
—, Trift- 72, 87, 268, 269.
—, Triolet- 83, 87, 259, 267.
—, Tchalaat- 86, 87.
—, Tunsbergdals- 279.
—, Turtmann- 72, 268.
—, Tuolpa- 249.
—, Übeltal- 84, 271, 305.
—, Ullu-Kuz- 86.
—, Ullu-Tschiran- 86.
—, Umbal- 84, 272.
—, Umiartorfik- 250.
—, Unteraar- 5, 72, 120, 121, 122, 123, 125, 128, 139, 143, 165, 173, 195, 201, 213, 227, 248, 257, 269.
—, Untersulzbach- 84, 260, 272.
—, Uschba- 86.
—, Vatna- 181, 276.
—, Vernagt- 6, 62, 84, 122, 123, 215, 254—256, 257, 260, 266, 270, 289, 290, 295, 296—301, 304, 322, 342 bis 345, 351, 352.
—, Vignemale- 85, 280.
—, Viltragen- 84.
—, Waxegg- 84, 260, 271.
—, Weißsee- 260, 270.
—, Weyprecht- 276.
—, Wurten- 290.
—, Za-de-Zan- 72.
—, Zanner- 86, 87.
—, Zeja- 86, 87.
—, Zigiorenove- 257, 259, 268.
—, Zinal- 72, 268.
—, Zmutt- 72, 268.
—, Zufall- 260, 270, 304.
Größe der Gletscherschwankungen 287 bis 291.
Grundmoräne 180, 201.
Grundspalten 159.

H.

Haarspalten 161, 320—323.
Hängegletscher 65.
Hochseen 362.
Hochterrassenschotter 359, 389.
Höhleneis 12.

I.

Jahreszeitliche Schwankungen 247 bis 253, 340—341, 351.
Infiltration 310.
Inlandeis, europäisches 384—389.
—, grönländisches 104—109.
—, nordamerikanisches 393—395.
—, südpolares 112—113.
Innen-Moränen 195, 198—200, 207.
Interglazialzeiten 359, 374, 386, 388 bis 390, 392, 395.
—, Klima der 378—381.
Justedalsbraen 88, 181, 198, 279, Karte III.

K.

Kalbungen 243—245.
Kanäle im Eis 222.
Kansan-Stage 395.
Kare 361.
Kargletscher 65.
Kaukasus, zentraler 76—81, 85—88, Karte II.
Kilimandjaro 101, 397.
Klima der Eiszeiten 377—384.
— des Hochgebirges 36—52.
— der Polargebiete 52—57.
— — Schneeregion 51.
— -schwankungen 57—60.
— —, Brückners 35jährige 58—60, 262, 274, 280, 286.
— — kurzer Periode 57, 263.
— — sehr langer Periode 60, 287.
Kontinuitätsgleichung 328, 331, 343.
Korngröße 31 u. f.
Kristallplättchen 11, 167, 407.
Kryokonithorizont 220.

L.

Lahontan-See 399.
Längsteilung des Gletschers 327.
Langperiodische Schwankungen der Gletscher 253—308.
— — — Alpengletscher 253—275.
— — außeralpiner Gletscher 275 bis 285.
Längsmoränen 204, 207.
Lawine 61.
Lawinenkegel 62.
Längsspalten 158.
Linien gleicher Geschwindigkeit 135.
Luftdruck im Hochgebirge 36.
Lufttemperatur über Eis 211.

M.

Märjelen-See 305.
Mattmark-See 305.

Messungsergebnisse über Gletscherbewegung 117—154.
Messungsmethoden 115—117.
Migration du centre 139.
Mittagslöcher 221.
Mittelmoränen 193, 194, 207.
Mono-See 399.
Moränen 1, 179, 190—208.
—-Amphitheater 355, 356.
—-Landschaft 355, 357.
—-rücken 219.

N.

Niederschlag, atmosphärischer 42 u. f.
— in den Alpen 44, 45, 46.
— im Kaukasus 79.
—, maximaler 45, 46, 54, 107, 238.
Niederschlagsverhältnisse 264.
Niederterrassenschotter 359.
Nieve penitentes 228.

O.

Oberflächenbäche 221.
Oberflächen-Moränen 193, 207.
Ogiven 169.
Optische Achse 9, 11, 12, 17, 18, 22, 407.

P.

Parasitärer Gletscher 206.
Peneplain 375.
Plastizität 15—21, 309, 317, 323.

Q.

Quermoränen 202.
Querprofile 123.
Querspalten 157.
Querteilung des Gletschers 327.
Quetschungen 21.

R.

Randspalten 155.
Randkluft 159.
Rauhfrost 12.
Regelation 25, 314, 317, 318.
Regenerierter Gletscher 158.
Rofen-See 200, 256, 304.
Ruitor-See 254, 305.
Rosenheimer See 357.
Rundformen 360.
Rundling 361.

S.

Sandr 208, 388.
Sammelgebiet 67.
Schichtung 168—178, 202, 241, 242, 319, 336—337.
Schlammführung der Gletscherbäche 181—185.
Schmelzen der Gletscher 209—240.
— durch Tau 211.
Schmelzung durch die Erdwärme 224, 225, 236.
— — Quellen 236.
Schneegrenze, klimatische 50.
—, orographische 50.
—, temporäre 48, 49.
—, wirkliche 50.
Schneegrenzhöhen 73—112, Karte I.
Schneegrenzhöhe während der Eiszeiten 377—378, 379, 395—398.
Schneekristalle 9.
Schneewehengletscher 90.
Schweißnaht 195.
Schwellung 300, 343, 349, 351.
Schwellungsgeschwindigkeit 350.
Schwemmkegel 208.
Seenperiode 399, 400.
Seitenmoräne 192, 207.
Solarkonstante 35.
Sonnenstrahlung 34, 210.
Stau-Seen 304—306.
—-winkel 266.
Steinreihen 115, 119, 121.
Stetigkeit der Gletscherbewegung 322.
Strömungstheorie 323—338.
—, Anwendung der 338—347.
Stromlinien 325, 329, 330, 336.

T.

Talboden, präglazialer 365.
Talgletscher 62.
Taltrog 362—369, 381.
Trogrand 362.
Temperatur des Gletschers 151—154, 320.
— — Gletscherbaches 229.
—-gradient 36 u. f.
— — in freier Atmosphäre 39.
—-schwankung 41.
Translation 163, 167.
Tropfeis 12.
Tyndalls Schmelzfiguren 13, 27.

U.

Übertiefung 120, 363.
Ufermoränen 203, 207.
Unentwickelte Gletscher 109.

V.

Verdunsten von Eis 211—212.
Verlauf der Schwindperiode 291—296.
— des Vorstoßes 296—301.
Verwitterung 179.

Vorland-Seen der Alpen 371.
— — im Kaukasus 392.
— — der Pyrenäen 391.
Vorlandvergletscherung 63.
Vulkane von Ecuador 97.

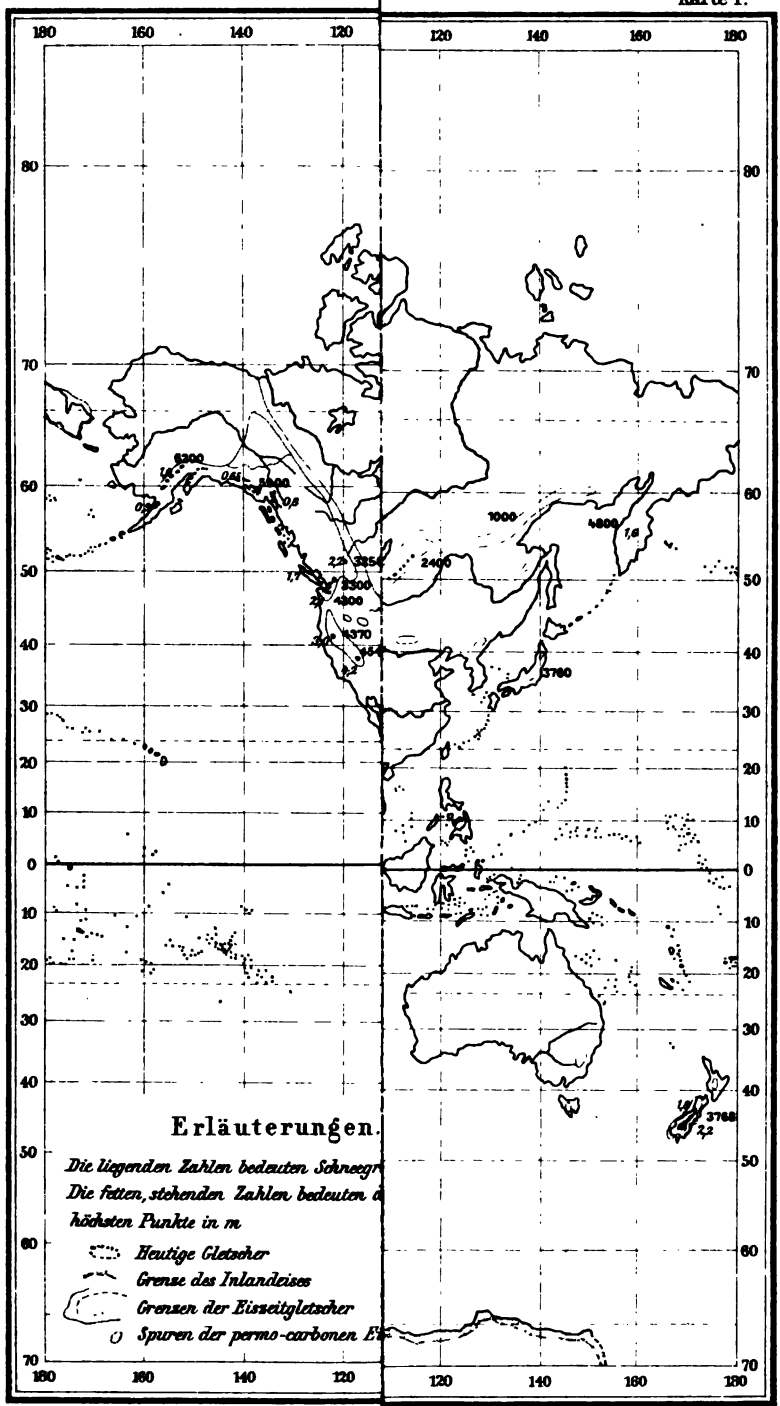
W.

Wallmoränen 207.
Wanderungen unter dem Gletscher 224.
Wasser im Haarspaltennetz 320—322.
Wassereis 11.
Wassermenge der Gletscherbäche 225 bis 240.
Wasserströmung unter dem Eis 223.
Wasserstuben 321.
Weyborn-Crag 390, 395.

Z.

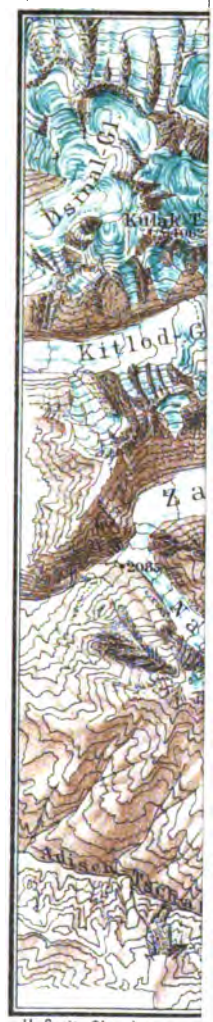
Zone maximalen Niederschlages 45 bis 46, 54, 107, 238.
Zungenbecken 205, 208.

Karte I.



Heſs, die Gletscher.

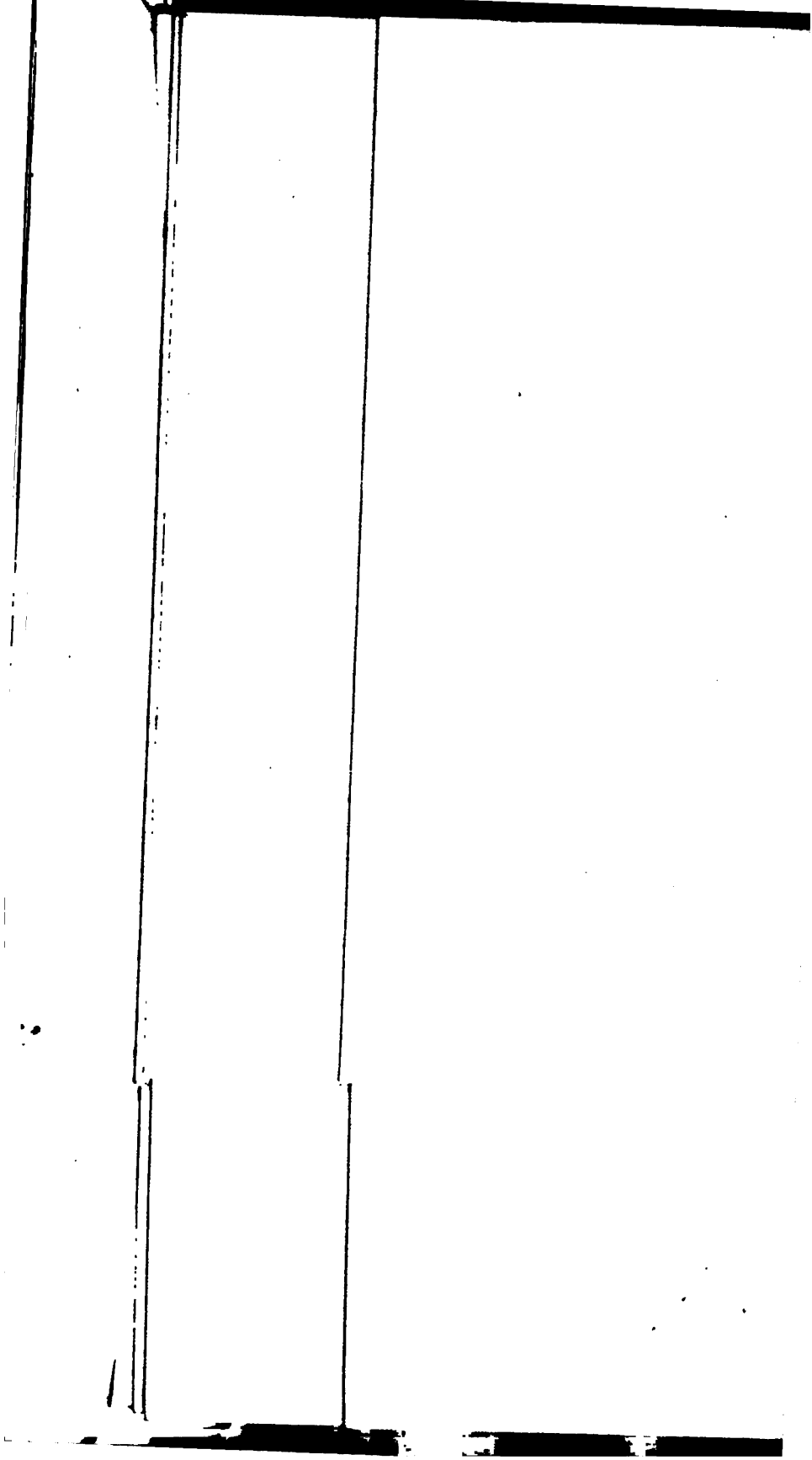
Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn in Braunschweig.



Heſs, die Gletscher

Nach der in 1:42000 v
aufgenommen Special

61°50'
61°40'
61°30'
Heſs, die Gletſ



151

225

QE576 .H58
Die gletscher.
Kummel Library APL9173
3 2044 032 895 450

D-121
Hess, Hans
AUTHOR
Die Gletscher.
TITLE
DATE DUE
BORROWER'S NAME

DATE DUE

GAYLORD
PRINTED IN U.S.A.